



**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA
UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA**

Gabriel Campos Magalhães

&

Raphael Fagundes Matusiak Senna

TRABALHO DE MAPEAMENTO GEOLÓGICO FINAL

TF 2018 – PROJETO MONTE DO CARMO

SUBÁREA II

**BRASÍLIA/DF
2018**

FOLHA DE APROVAÇÃO
TRABALHO DE MAPEAMENTO GEOLÓGICO FINAL
TF 2018 – PROJETO MONTE DO CARMO
SUBÁREA II

Autores: Gabriel Campos Magalhães

Raphael Fagundes Matusiak Senna

Monografia submetida ao corpo docente do Curso de Graduação em Geologia, do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília – UnB, como requisito parcial à obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Banca Examinadora Aprovada por:

Prof. ???

Professor da Universidade de Brasília -(UnB)

Prof. ???

Professor da Universidade de Brasília - (UnB)

Prof. ???

Professor da Universidade de Brasília - (UnB)

Brasília-DF, 03 de dezembro de 2018.

**UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA**

**Gabriel Campos Magalhães
Raphael Fagundes Matusiak Senna**

TRABALHO DE MAPEAMENTO GEOLÓGICO FINAL

TF 2018 – PROJETO MONTE DO CARMO

SUBÁREA II

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Instituto de Geociências
como requisito à obtenção do diploma do Curso de Graduação em Geologia.

ORIENTADORES

Elton Luiz Dantas (coordenador)

Adriana Horbe

Elder Yokoyama

Eliza Nunes Peixoto

Federico Alberto Cuadros Jiménez

Jeremie Garnier

Luís Gustavo Ferreira Viegas

Natália Hauser

Nilson Francisquini Botelho

Suzan Waleska Pequeno Rodrigues

BRASÍLIA/DF

2018



“O importante não é ver o que ninguém nunca viu, mas sim, pensar o que ninguém nunca pensou sobre algo que todo mundo vê. “

Arthur Schopenhauer

AGRADECIMENTOS

Aos professores que compõe o grupo do TF e nos auxiliaram ao longo de nossos trabalhos.

Aos professores que nos acompanharam em campo e foram por um dia nossos parceiros de TF.

Aos nossos pais, Denize e Marco, Sara e Enio por sempre terem nos dado todo o apoio e incentivo para que pudéssemos concluir cada semestre do curso.

Aos motoristas Marcos, Sergião, Mendes, Péricles e seus colegas por terem nos levado e trazido com segurança todos os dias de campo e de viagem.

Ao sr. Zacarias por ter nos fornecido uma cópia da chave de sua propriedade, Fazenda Morro de São João, tendo assim facilitado demais nosso trânsito na zona mais importante de nosso mapeamento.

E por fim, todos aqueles que colaboraram para a concretização de nosso TF, o nosso muito obrigado!

Gabriel Magalhães

Raphael Senna

RESUMO

Este relatório é um dos produtos finais do trabalho de conclusão de curso dos alunos de graduação em Geologia da Universidade de Brasília desenvolvido ao longo do ano de 2018. O relatório em questão é resultado da concretização do Projeto Monte do Carmo que teve como objetivo realizar um mapeamento de uma área de 2.395Km² localizada na região entre as cidades de Porto Nacional e Monte do Carmo, situadas na porção central do estado do Tocantins e confeccionar um mapa geológico em escala 1:50.000. O projeto contou com a participação de 44 alunos divididos em 21 áreas e é de grande relevância para o detalhamento da cartografia existente da região. A área de estudo encontra-se inserida na Província Tocantins e abrange a borda sul da Bacia do Parnaíba. A leste, mas fora da área, encontram-se os limites do Cráton São Francisco, e, a oeste, os limites do Cráton Amazônico. Para a realização deste projeto fez-se um levantamento bibliográfico preliminar, processamento de dados de sensores remotos e de dados aerogeofísicos, produtos de suma importância para a aquisição de dados estruturais e petrográficos em campo. A correlação e interpretação de todos os produtos e dos dados obtidos em campo, permitiu a proposição de hipóteses e sugestões acerca do metamorfismo, eventos deformacionais, potencial econômico da região e evolução geotectônica. Os produtos finais do Projeto foram a elaboração do mapa geológico integrado e do presente relatório, que contém a descrição dos aspectos geológicos da área, as litologias, geologia estrutural, potencialidade econômica e evolução tectônica.

Palavras-chave: Transbrasiliano, Complexo Porto Nacional, Projeto Monte do Carmo, Ouro, Bacia do Parnaíba, Formação Morro do Aquiles.

ABSTRACT

This report is one of the products of the final assessment of the undergraduate degree in Geology of the University of Brasilia developed during the year of 2018. This report is the result of Monte do Carmo Project which had the objective of mapping an area of 2,395Km² located in the region between the cities of Porto Nacional and Monte do Carmo, situated in the central portion of the state of Tocantins, in addition, producing a geological map in a scale of 1: 50,000. It relied on the participation of 44 students divided into 21 smaller areas. This Project is of great relevance for improving and detailing the cartography that already exists on the region. The study area is located in the Tocantins Province and covers the southern border of the Parnaíba Basin. To the east, but outside the area, is the boundary of the São Francisco Craton, and to the west, the limits of the Amazon Craton. To accomplish this project, a preliminary bibliographic survey was performed, data processing of remote sensors and aerogeophysical data, were analyzed, which were of great importance for the acquisition of structural and petrographic data on field. The correlation and interpretation of all products and data obtained in the field allowed the creation of hypothesis and suggestions about metamorphism, deformational events, economic potential of the region and geotectonic evolution. As a result of this Project an integrated geological map was developed along with the present report, which contains the description of the geological aspects of the area, the lithologies, structural geology, economic potential and tectonic evolution.

Key-words: Transbrasiliano, Porto Nacional Complex, Monte do Carmo Project, Gold, Parnaíba Basin, Morro do Aquiles Formation.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.2.1 - Mapa da área geral do Projeto Monte do Carmo com suas subdivisões.	2
Figura 1.2.2 - Mapa de Localização para Porto Nacional - TO	3
Figura 1.2.3 - Mapa de acessos a subárea II	4
Figura 1.3.1 - Drone utilizado pela subárea II.....	7
Figura 1.4.1 - Mapa pedológico da área de estudo geral.	8
Figura 1.4.2 - Mapa de precipitação média anual.	10
Figura 1.4.3 - Mapa hidrográfico da área de estudo geral.	11
Figura 2.2.1 - Localização, geologia e domínios tectônicos da porção centro-norte da Província Tocantins, área de estudo do Projeto Monte do Carmo.	14
Figura 3.2.1 - Mapa de relevo sombreado da subárea II.	28
Figura 3.2.2 - Mapa com fusão Land-Pan.	29
Figura 3.2.3 - Mapa utilizando infravermelho proximal.....	30
Figura 3.3.1 - Mapa base da subárea II.....	31
Figura 3.3.2 - Mapa de zonas homólogas de drenagem da subárea II.....	32
Figura 4.4.1 - Localização dos dois projetos aerogeofísicos utilizados.	35
Figura 4.4.2 - Aeronave Aero Cessna 208 B Grand Caravan adaptado com Gradiômetro Magnético Triaxial Moderno.	36
Figura 4.5.1 - Fluxograma do processamento de dados aeromagnetométricos.....	38
Figura 4.5.2 - Fluxograma do processamento de dados aerogamaespectrométricos.....	39
Figura 5.1.1 - Mapa dos lineamentos estruturais interpretadas da área do Projeto Monte do Carmo.	42
Figura 5.1.2 - Mapa de domínios magnéticos SA3D.	43
Figura 5.1.3 - Mapa de domínios com amplitude de sinais analíticos.....	44
Figura 5.2.1 - Domínios gamaespectrométricos da área do projeto Monte do Carmo.	47
Figura 6.1.1 - Mapa de zonas homólogas AGHT da Área II.	50
Figura 6.2.1 - Mapa de zonas homólogas RGB da subárea II.	52
Figura 6.3.1 - Mapa litogeofísico construído a partir de produtos da gamaespectrometria.	54
Figura 8.1.1 - Mapa geológico e perfil da subárea II.	62
Figura 8.2.1 - Bloco de rocha ultramáfica coletada para laminação e geoquímica (amostra 83).	64
Figura 8.2.2 - Diagrama de composição ternária para classificação de rochas ultramáficas.	64
Figura 8.2.3 - Fotomicrografias da amostra 83 (Unidade Ultramáfica).	65
Figura 8.2.4 - Bloco de gondito (amostra 82a).	66
Figura 8.2.5 - Fotomicrografias da amostra 82a (Unidade Gondito).	67
Figura 8.2.6 - Fotomicrografias da amostra 82a (Unidade Gondito).	67
Figura 8.2.7 - Fotomicrografias da amostra 147 (Unidade Metabásica).	68
Figura 8.2.8 - Fotomicrografias da amostra 147 (Unidade Metabásica) destaque para o veio de quartzo.	69
Figura 8.2.9: Xisto hidrotermalizado, contendo turmalina, muscovita, plagioclásio e muscovita. Ponto 149.....	70

Figura 8.2.10 - Rocha (amostra 82b), Muscovita-Biotita Gnaiss.	70
Figura 8.2.11 - Fotomicrografias da amostra 82b (Formação Morro do Aquiles).	71
Figura 8.2.12: Lâmina TF18_AII_82B	72
Figura 8.2.13: Afloramento do filito <i>in situ</i> . Afloramento TF18_AII_83, no interior dos limites da área VII.	73
Figura 8.2.14: Difractometria de Raios-X do ponto, elaborado pela equipe da subárea XII.	73
Figura 8.3.1 – Rocha (Amostra 01) pertencente à Unidade Ortoderivada.	75
Figura 8.3.2 - Fotomicrografias da amostra 01 (Granito Zacarias Indeformado).	75
Figura 8.3.3 - Fotomicrografias da amostra 67 (Granito Zacarias).	76
Figura 8.3.4 - Fotomicrografias da amostra 67 (Unidade Ortoderivada).	77
Figura 8.4.1 - Afloramento com blocos de arenito (Ponto 63).	79
Figura 8.4.2 - Bloco de arenito conglomerático (Ponto 63).	79
Figura 8.4.3 - Bloco de arenito médio-fino.	80
Figura 8.4.4: Siltito da Lâmina TF18_AII_128	81
Figura 8.4.5 - Afloramento em solo de siltito (Ponto 64).	82
Figura 8.4.6 - Panorâmica do topo do Morro de São João.	82
Figura 8.4.7 - Afloramento de arenito ferruginoso no cume do Morro de São João (Ponto 99).	83
Figura 8.4.8 - Bloco de arenito conglomerático de cascalho com matriz ferruginosa (Ponto 002).	84
Figura 8.4.9 - Bloco de arenito ferruginoso de granulometria fina.	84
Figura 8.5.1: Mapa dos diques da Subárea II.	85
Figura 8.5.2 - Bloco de diabásio (amostra 70).	86
Figura 8.5.3 - Fotomicrografias da amostra 70 (Dique de Diabásio).	87
Figura 8.5.4 - Fotomicrografias da amostra 70 (Dique de Diabásio).	87
Figura 8.5.5 - Fotomicrografias da amostra 70 (Dique de Diabásio).	88
Figura 8.6.1 - Bloco de crosta laterítica vermiforme (Ponto 021).	89
Figura 8.6.2 - Desenho esquemático do perfil estrutural da subárea II.	90
Figura 10.4.1 - Diagrama de variação a partir elementos maiores (%peso) vs. SiO ₂ .	99
Figura 10.4.2 – Diagrama de Pettijohn.	100
Figura 10.5.1 - Diagrama Ternário Ni-Zn-Co (modificado de Choi e Hariya 1992) e diagrama da razão As+Cu+Mo+Pb+V / Co+Ni (adaptado de Nicholson, 1992).	101
Figura 10.6.1 - Diagramas composicionais A/CNK-A/NK e Tas.	103
Figura 10.6.2 - Diagramas Composicionais R1-R2, P-Q, SiO ₂ -K ₂ O.	104
Figura 11.2.1 -Mapa de elementos tectônicos regionais e domínios estruturais do Projeto Monte do Carmo.	106
Figura 11.3.1 - Mapa de elementos tectônicos rúpteis regionais do Projeto Monte do Carmo.	110
Figura 12.2.1 – Mapa de trajetórias de foliação da subárea II.	112
Figura 12.2.2 - Estereograma de foliações Sn.	113
Figura 12.2.3 - Diagrama de rosetas das foliações Sn da subárea II.	113
Figura 12.2.4 - Bloco basculhado do Granito sin-Tectônico Zacarias.	114
Figura 12.2.5 - Estereograma de foliações Sn+1.	114

Figura 12.2.6 - Afloramento com presença de Sn e Sn+1.	115
Figura 12.2.7 - Afloramento de xisto intercalado com gnaiss (Ponto 147).	115
Figura 12.2.8 - Granito Zacarias com muscovita hidrotermal (Ponto 67).	116
Figura 12.2.9 - Fotomicrografia de Protomilonito (Ponto 76).	117
Figura 12.3.1 - Mapa de elementos tectônicos rúpteis regionais do Projeto Monte do Carmo.	118
Figura 12.3.2 - Granito sin-tectônico com falha distensional (Ponto 01).	119
Figura 12.3.3 - Mapa AGHT com os diques destacados.	120
Figura 13.1.1 - Mapa de substâncias requeridas à ANM na área do Projeto Porto Nacional.	123
Figura 13.2.1 - Ouro livre encontrado em veio de quartzo na subárea II. provindo de alteração hidrotermal, com granulação inferior a 0.5mm.	124
Figura 14.2.1 - Mapa de requerimentos pelo DNPM.	127
Figura 14.2.2 - Frente de lavra de garimpo.	128
Figura 14.2.3 - Garimpo de ouro.	129
Figura 14.2.4 - Bloco de quartzito com ouro visível.	129
Figura 14.2.5 - Blocos de quartzito da Formação Morro do Aquiles.	130
Figura 14.2.6 - Garimpo de areia fina / argila.	131
Figura 14.2.7 - Casa com tijolos de barro.	132
Figura 14.2.8 - Afloramento de granito (Ponto 001).	133
Figura 14.2.9 - Blocos de crosta laterítica concrecionária.	134

LISTA DE QUADROS

Quadro 2.2.1 - Unidades descritas, apresentando as idades e os autores.	23
Quadro 2.2.1 - Informações adicionais para o sensor LANDSAT 8 OLI.	26
Quadro 2.2.2 - Informações adicionais para o sensor ALOS-PALSAR.	27
Quadro 3.3.1 - Quadro das zonas homólogas dos padrões de drenagem da subárea II.	32
Quadro 4.4.1 - Características do levantamento geofísico do Projeto Aerogeofísico do Tocantins.	36
Quadro 4.4.2 - Características do levantamento geofísico do Projeto Levantamentos Geofísicos da Bacia do Parnaíba (PRNW).	37
Quadro 5.1.1 - Características dos principais domínios com base na assinatura magnética.	45
Quadro 5.2.1 - Descrição das principais características dos domínios gamaespectométricos do Projeto Monte do Carmo.	47
Quadro 6.1.1 – Quadro de zonas homólogas de magnetometria da subárea II.	51
Quadro 6.2.1 - Quadro de zonas homólogas de gamaespectrometria da subárea II.	52
Quadro 9.2.1 - Protocolo determinação de matéria orgânica e sólidos voláteis.	93
Quadro 9.2.2 - Protocolo de abertura de amostras em Savillex®.	93
Quadro 10.1.1 - Quadro de Análise de Rocha Total.	95
Quadro 10.1.2 - Quadro de Análises de Microsonda Eletrônica.	95
Quadro 10.3.1 - Quadro de Descriminação de Shawn.	97
Quadro 10.4.1 - Relação de amostras das formações Porto Nacional, Morro do Aquiles e Suíte Ipueiras.	98
Quadro 10.5.1 - Relação de Amostras de Gondito com sua Respectiva Unidade.	101
Quadro 10.6.1 - Rochas inseridas na unidade Morro do Aquiles.	102

LISTA DE TABELAS

Nenhuma entrada de índice de ilustrações foi encontrada.

ANEXOS

I – Fichas Petrográficas

II - Mapa Geológico Subárea VII

III - Mapa de Pontos

IV- Tabela de Pontos

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	1
1.1	OBJETIVOS	1
1.2	LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO	2
1.3	METODOLOGIA	4
1.3.1	<i>Etapa pré-campo.....</i>	<i>4</i>
1.3.2	<i>Etapa campo</i>	<i>6</i>
1.3.3	<i>Etapa Pós-campo</i>	<i>7</i>
1.4	ASPECTOS FISIAGRÁFICOS.....	7
1.4.1	<i>Geomorfologia</i>	<i>8</i>
1.4.2	<i>Solos</i>	<i>8</i>
1.4.3	<i>Clima</i>	<i>9</i>
1.4.4	<i>Hidrografia</i>	<i>10</i>
2	GEOLOGIA REGIONAL	12
2.1	INTRODUÇÃO	12
2.2	CONTEXTO TECTÔNICO E ESTRATIGRÁFICO	13
2.2.1	<i>Litoestratigrafia e Geocronologia</i>	<i>15</i>
3	SENSORIAMENTO REMOTO	25
3.1.1	<i>Materiais</i>	<i>25</i>
3.1.2	<i>Landsat 8 OLI/TIRS</i>	<i>25</i>
3.1.3	<i>ALOS-PALSAR.....</i>	<i>26</i>
3.2	PROCESSAMENTO DOS DADOS	27
3.2.1	<i>Modelo Digital de Elevação – ALOS-PALSAR.....</i>	<i>27</i>
3.2.2	<i>Landsat 8 – OLI.....</i>	<i>28</i>
3.3	ANÁLISE LOCAL – SUBÁREA II	30
3.3.1	<i>Mapa Base</i>	<i>30</i>
3.3.2	<i>Fotointerpretação</i>	<i>31</i>
4	GEOFÍSICA REGIONAL	33
4.1	INTRODUÇÃO	33
4.2	MAGNETOMETRIA	33
4.3	GAMASPECTROMETRIA.....	33
4.4	METODOLOGIA	34
4.5	PROCESSAMENTO DE DADOS.....	37
4.5.1	<i>Método Magnetométrico.....</i>	<i>37</i>

4.5.2	<i>Método Gamaespectrométrico</i>	39
5	GEOFÍSICA DO PROJETO MONTE DO CARMO	40
5.1	MAGNETOMETRIA	40
5.2	GAMAESPECTROMETRIA.....	46
6	GEOFÍSICA DA SUBÁREA II	50
6.1	MAGNETOMETRIA	50
6.2	GAMAESPECTROMETRIA.....	51
6.3	ANÁLISE E INTERPRETAÇÃO DE DADOS.....	53
6.3.1	<i>Magnetometria</i>	53
6.3.2	<i>Gamaespectrométricos</i>	54
7	GEOLOGIA DO PROJETO MONTE DO CARMO	55
7.1	INTRODUÇÃO	55
7.2	UNIDADES LITO ESTRATIGRÁFICAS	55
7.2.1	<i>Complexo Porto Nacional</i>	55
7.2.2	<i>Formação Morro do Aquiles</i>	56
7.2.3	<i>Plutônicas sin- a pós- Tectônicas</i>	56
7.2.4	<i>Suíte Vulcânica Santa Rosa</i>	57
7.2.5	<i>Suíte Ipueiras (PP3gl(p))</i>	57
7.2.6	<i>Suíte Aliança (NP3ya)</i>	57
7.2.7	<i>Sequência Metassedimentar Indefinida (NP3mca)</i>	58
7.2.8	<i>Intrusões Máficas-Ultramáficas</i>	58
7.2.9	<i>Formação Monte do Carmo</i>	58
7.2.10	<i>Suíte Lajeado (NP3y2mt)</i>	58
7.2.11	<i>Suíte Gabro-Anortosítica Carreira Comprida</i>	59
7.2.12	<i>Grupo Serra Grande e Canindé</i>	59
7.2.13	<i>Diques e Soleiras</i>	60
7.2.14	<i>Lateritos (Nqdl)</i>	60
7.2.15	<i>Depósitos Aluvionares</i>	60
8	GEOLOGIA DA SUBÁREA II	61
8.1	INTRODUÇÃO	61
8.2	FORMAÇÃO MORRO DO AQUILES (FMA).....	63
8.2.1	<i>Ultramáfica</i>	63
8.2.2	<i>Gondito</i>	65
8.2.3	<i>Unidade Metabásicas</i>	67
8.2.4	<i>Biotita Muscovita-Gnaise</i>	69

8.2.5	<i>Filito</i>	72
8.3	GRANITOS PRÉ- A SIN-TECTÔNICOS.....	74
8.3.1	<i>Granito Zacarias</i>	74
8.4	BACIA DO PARNAIBA.....	77
8.4.1	<i>Grupo Serra Grande</i>	78
8.4.1.1	Formação Jaicós.....	78
8.4.1.1.1	Fácies Arenito.....	78
8.4.2	<i>Grupo Canindé</i>	80
8.4.2.1	Formação Pimenteiras.....	80
8.4.2.1.1	Fácies Siltito.....	81
8.4.2.1.2	Fácies Arenito Ferruginoso.....	83
8.5	DIQUE DE DIABÁSIO.....	84
8.6	COBERTURA DETRITO-LATERÍTICA FERRUGINOSA.....	88
8.7	COLUNA ESTRATIGRÁFICA.....	90
9	GEOQUÍMICA	92
9.1	INTRODUÇÃO.....	92
9.2	METODOLOGIA	92
9.2.1	<i>Perda ao Fogo (PF)</i>	92
9.2.2	<i>Digestão das Amostras</i>	93
9.2.3	<i>Determinação Química</i>	93
9.2.4	<i>Microsonda Eletrônica</i>	94
10	GEOQUÍMICA	95
10.1	INTRODUÇÃO.....	95
10.2	GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL	95
10.3	FUNÇÃO DESCRIMINATÓRIA DE SHAWN.....	96
10.4	FORMAÇÃO MORRO DO AQUILES VS. COMPLEXO GRANULÍTICO PORTO NACIONAL PARADERIVADO.....	97
10.5	GONDITO	100
10.6	PLUTÔNICAS SIN- A PÓS- TECTÔNICAS NA FORMAÇÃO MORRO DO AQUILES.....	102
11	GEOLOGIA ESTRUTURAL DO PROJETO MONTE DO CARMO	105
11.1	INTRODUÇÃO.....	105
11.2	QUADRO ESTRUTURAL REGIONAL	105
11.3	DOMÍNIOS ESTRUTURAIS	107
11.3.1	<i>Domínio I</i>	107
11.3.2	<i>Domínio II</i>	107
11.3.3	<i>Domínio III</i>	108
11.3.4	<i>Domínio IV</i>	108
11.3.5	<i>Domínio V</i>	109

12	GEOLOGIA ESTRUTURAL DA SUBÁREA II	111
12.1	INTRODUÇÃO LOCAL.....	111
12.2	ELEMENTOS DE TRAMA DÚCTIL	111
12.2.1	<i>Trajetória de Foliações</i>	111
12.2.2	<i>Xistosidade</i>	112
12.2.3	<i>Bandamento</i>	115
12.2.4	<i>Lineações</i>	116
12.2.5	<i>Zonas de Cisalhamento</i>	116
12.3	ELEMENTOS DE TRAMA RÚPTIL.....	117
12.3.1	<i>Introdução</i>	117
12.3.2	<i>Falhas</i>	118
12.3.3	<i>Diques</i>	119
12.3.4	<i>Veios</i>	120
13	GEOLOGIA ECONÔMICA DO PROJETO MONTE DO CARMO	122
13.1	INTRODUÇÃO	122
13.2	OCORRÊNCIA E POTENCIAIS MINERAIS REGIONAIS	123
13.2.1	<i>Ouro</i>	123
13.2.2	<i>Minério de Ferro</i>	124
13.2.3	<i>Manganês</i>	125
13.2.4	<i>Grafita</i>	125
13.3	MINERAIS E ROCHAS INDUSTRIAIS	125
13.3.1	<i>Feldspatos</i>	125
13.3.2	<i>Agregados</i>	126
13.3.3	<i>Rochas Ornamentais e/ou Revestimento</i>	126
14	GEOLOGIA ECONÔMICA DA SUBÁREA II.....	127
14.1	INTRODUÇÃO	127
14.2	POTENCIAL ECONÔMICO DA SUBÁREA II	127
14.2.1	<i>Ouro</i>	128
14.2.2	<i>Quartzo</i>	130
14.2.3	<i>Areia / Argila</i>	131
14.2.4	<i>Brita</i>	132
14.2.5	<i>Laterito</i>	133
15	EVOLUÇÃO TECTÔNICA DO PROJETO MONTE DO CARMO	135
15.1	INTRODUÇÃO	135
16	CONSIDERAÇÕES FINAIS PROJETO MONTE DO CARMO	136

REFERÊNCIAS	137
--------------------------	------------

1 INTRODUÇÃO

O Projeto Monte do Carmo, coordenado pelo Prof. Dr. Elton Luiz Dantas, é o Trabalho Final (TF) do curso de graduação em geologia da Universidade de Brasília (UnB) no ano de 2018. O trabalho consiste no mapeamento geológico de uma área de aproximadamente 2.395 Km², localizada no Centro-Sul do estado do Tocantins. O Projeto Monte do Carmo 2018 segue o mesmo modelo utilizado para os trabalhos de conclusão de curso de Geologia da Universidade de Brasília desde o ano de 1968.

O presente relatório visa apresentar os resultados obtidos pelo grupo da subárea II ao longo do projeto. O trabalho ocorreu durante o ano de 2018, sendo dividido em três etapas: Pré-campo, campo e pós-campo. Este relatório engloba todas essas três etapas.

As atividades de pré-campo, campo e pós-campo contaram com o apoio dos demais professores/orientadores Adriana Maria Coimbra Horbe, Elder Yokoyama, Eliza Nunes Peixoto, Federico Alberto Cuadros Jiménez, Jeremie Garnier, Luís Gustavo Ferreira Viegas Natalia Hauser, Nilson Francisquini Botelho e Suzan Waleska Pequeno Rodrigues.

1.1 OBJETIVOS

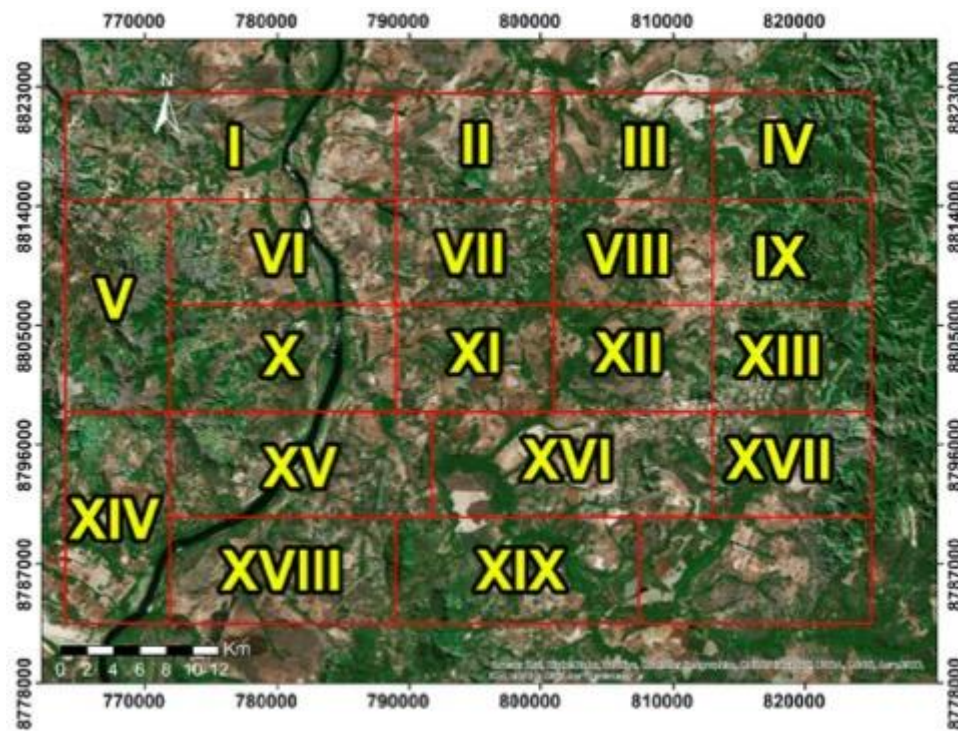
O mapeamento realizado no Trabalho Final, proporciona aos estudantes do curso de geologia a prática de todo o conhecimento geológico adquirido nas disciplinas cursadas durante a graduação.

A execução do Projeto Monte do Carmo tem como objetivo central o mapeamento geológico de uma área de 2.370Km², em escala 1:50.000, compartimentada em vinte áreas de aproximadamente 96 Km², sendo que algumas áreas possuem dimensões maiores por englobarem o Rio Tocantins. Cada dupla ou trio de alunos foi responsável pelo mapeamento de uma das frações. Ao término do trabalho, foi apresentado um mapa integrado, na escala 1:50.000, juntamente com textos correspondentes a cada fração de área mapeada pelas equipes de estudantes. Os textos abrangem: Revisão bibliográfica; interpretação geofísica; interpretação de imagens por sensoriamento Remoto; petrografia; análise estrutural; potencialidade econômica; e evolução tectono-estrutural. Eventualmente foram efetuadas análises geoquímicas e geocronológicas.

1.2 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

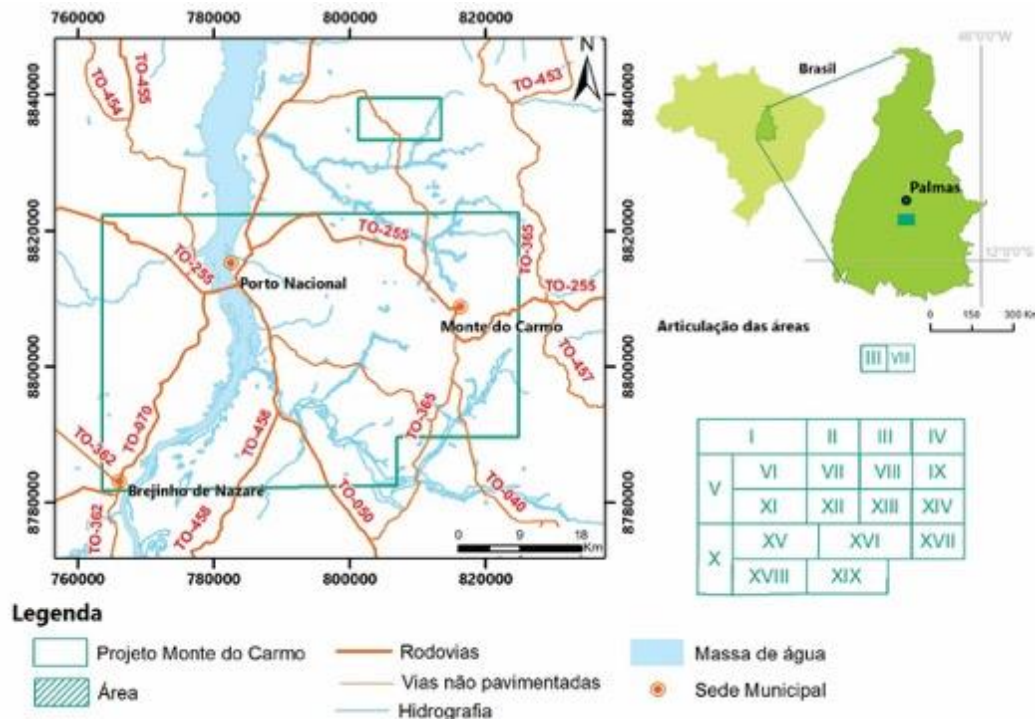
A área de estudo do Projeto Monte do Carmo (Figura 1.2.1) situa-se na porção central do estado do Tocantins, 50 Km ao sul da capital do estado, Palmas, e a 580 Km de Brasília, Distrito Federal. A área abrange os municípios de Porto Nacional, Monte do Carmo, Brejinho de Nazaré, Silvanópolis e Ipueiras do Tocantins. Durante a etapa de campo, a equipe do projeto utilizou a cidade de Porto Nacional como base.

Figura 1.2.1 - Mapa da área geral do Projeto Monte do Carmo com suas subdivisões.



A principal via de acesso à área de estudo, saindo de Brasília, se dá pela BR-080, acessando posteriormente a BR-153 até Fátima, onde acessa-se a TO-255, até a cidade de Porto Nacional (Figura 1.2.2).

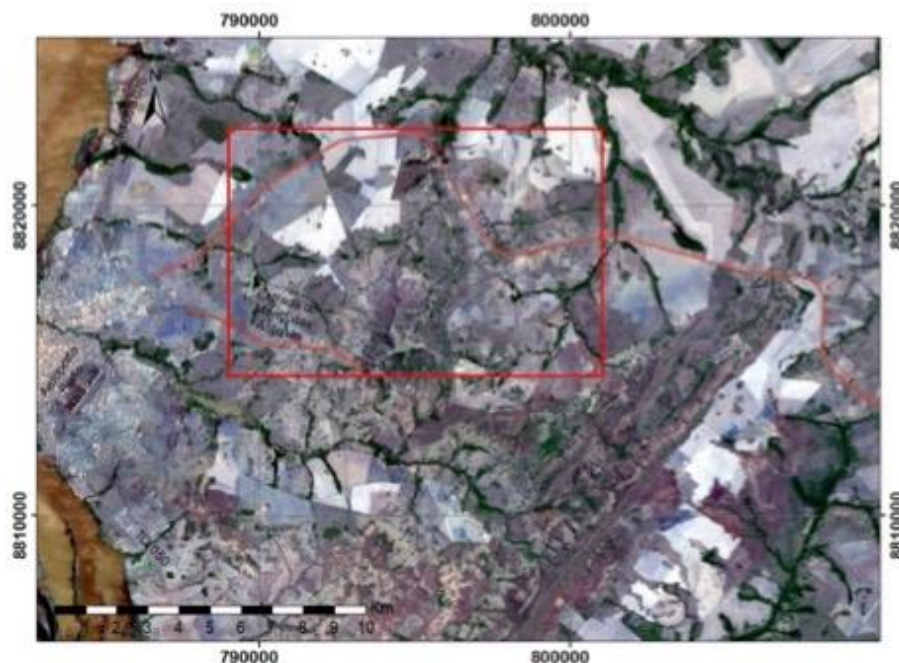
Figura 1.2.2 - - Mapa de Localização para Porto Nacional - TO



O mapa mostra as rotas rodoviárias viáveis entre Brasília e Porto Nacional. Está indicado o número de horas estimadas para um carro de passeio percorrer a rota. Fonte: Google Maps.

A subárea II encontra-se completamente dentro do município de Porto Nacional. O acesso a esta subárea se dá pela BR-153 (Figura 1.2.3) no trecho entre Porto Nacional e Monte do Carmo, que a atravessa. Essa rodovia possui vários acessos a sul, em estradas não pavimentadas que conduzem a diversas regiões da subárea II. Para atingir a porção Sudoeste da subárea, o acesso é através da estrada não pavimentada que sai a leste do Jardim dos Ypês I, bairro de Porto Nacional.

Figura 1.2.3 - - Mapa de acessos a subárea II



1.3 METODOLOGIA

O desenvolvimento do Trabalho Final de Graduação de 2018 (Projeto Monte do Carmo) foi realizado entre março e dezembro de 2018 e foi dividido em três etapas principais: etapas pré-campo, campo e pós-campo.

1.3.1 Etapa pré-campo

Na etapa pré-campo iniciada em março de 2018 foi feito o levantamento bibliográfico acerca da geologia regional de Porto Nacional - TO e adjacências, o processamento de imagens de satélite, o processamento de dados geofísicos de magnetometria e gamaespectrometria aéreas, a confecção do mapa geológico preliminar a partir dos produtos anteriores, a confecção do mapa base e por último o planejamento da logística de campo.

A etapa pré-campo iniciou-se no primeiro semestre letivo de 2018, estendendo-se até o final de junho de 2018 e englobou as atividades previstas pela disciplina Preparação do Mapeamento Geológico Final. As atividades realizadas nessa etapa têm como objetivo a preparação e planejamento para o trabalho de campo.

Foi de extrema importância realizar uma extensa revisão bibliográfica dos trabalhos produzidos na região. Com ela a assimilação do conhecimento geológico disponível, para a

elaboração de uma nova proposta de mapa geológico, foi muito mais simples. A revisão bibliográfica resultou na confecção do Capítulo 2, que abrange toda a geologia regional já conhecida. Paralelamente, foram realizadas reuniões semanais nas quais foram discutidos temas relacionados a geologia da área de estudo, bem como o contexto geológico e geotectônico regional. As reuniões e a revisão bibliográfica nos conduziram a questionamentos e discussões a respeito de hipóteses para a evolução tectônica da área do Projeto.

Os trabalhos envolvendo geofísica incluem processamento e análise dos dados provenientes de aerolevantamentos magnetométricos e gamaespectrométricos oriundos dos projetos: Aerogeofísico do Tocantins (CPRM) e Levantamentos Geofísicos da Bacia do Parnaíba (ANP). O processamento dos dados foi realizado a partir da utilização do *software Geosoft Oasis montaj* 8.3. A análise e interpretação dos dados processados levaram a confecção de uma série de mapas que contribuíram tanto para a caracterização da geologia, no caso dos dados gamaespectrométricos, como para a caracterização do arcabouço estrutural do Projeto Monte do Carmo, no caso da interpretação dos dados magnetométricos. Os produtos gerados a partir da análise e interpretação dos aerogeofísicos serviram como importantes guias para o mapeamento geológico, e são apresentados no Capítulo de Geofísica.

Concomitantemente ao estudo bibliográfico, houve o processamento dos dados provenientes de sensores remotos e a subsequente análise e interpretação dos produtos gerados. Os procedimentos para processamentos dos dados e a metodologia utilizada para o desenvolvimento dos produtos estão apresentados no capítulo de Sensoriamento Remoto.

A análise dos dados oriundos de sensores remotos permitiu o desenvolvimento de dois produtos principais: mapa base e mapa de zonas foto litológicas. O Mapa Base, foi confeccionado a partir da análise de imagens obtidas pelo sensor OLI (*Operational Land Imager*) da missão Landsat 8, pelas imagens obtidas através do sensor ALOS-PALSAR e pelas imagens da plataforma *Google earth*. Esse mapa consiste na extração de informações sobre estradas, rodovias e demais vias de acesso, rede de drenagem, municípios e outros atributos importantes. Já o mapa de zonas foto litológicas, foi efetuado a partir da análise e interpretação das imagens de radar do sensor ALOS-PALSAR. Esse mapa foi desenvolvido com base no método Lógico-sistemático que prevê a extração do padrão de drenagem e lineações de relevo da região, subsequente geração de zonas homólogas e atribuição de significado geológico para essas zonas. O processamento dos dados utilizados no sensoriamento remoto foi executado por meio dos *softwares* ENVI 5.3 e ArcGis 10.3.

1.3.2 Etapa campo

A etapa de campo foi realizada entre os dias 01 e 21 de julho e constituiu de uma série de caminhamentos com o objetivo de mapear a área de estudo em escala 1:50.000 e produzir, assim, um mapa geológico integrado. Para tanto, contou-se com o auxílio de duas Kombis, duas picapes e dois micro-ônibus, que foram responsáveis pelo traslado de alunos e professores entre suas respectivas áreas e o hotel, bem como apoio durante a realização das atividades de campo.

Os perfis realizados na área II foram feitos pelo método de caminhada para melhor averiguar a variação litológica. Os caminhamentos escolhidos visaram descrever o maior número de litologias possíveis e abranger a maior parte da área. Foram cuidadosamente planejados com o auxílio dos produtos aerogeofísicos e de sensoriamento remoto previamente gerados durante o primeiro semestre do ano. Assim, os perfis priorizaram, sempre que possível, caminhamentos perpendiculares às principais feições estruturais da região e visitas a regiões de anomalias gamaespectrométricas e magnetométricas.

Durante os perfis foi realizado a extração de medidas estruturais; registros fotográficos; coleta de amostras e produção de croquis esquemáticos.

Para auxiliar os procedimentos de campo utilizou-se como material de apoio os produtos que foram requisitados na etapa pré-campo, bússola, GPS, caderneta, martelo, marreta, lupa, imã, ácido clorídrico (HCl), equipamento de proteção individual e equipamento de segurança e auxílio em emergências (*Spot*). Além destes materiais, foi utilizado exclusivamente pela subárea II um drone da fabricante DJI, referência mundial na fabricação de drones, modelo *Spark* (Figura 1.3.1). Este equipamento foi utilizado para produção de panorâmicas aéreas, imagens em 360° da subárea e para análise de terreno no auxílio do caminhada ao longo do dia.

Ao final de cada dia de campo foram realizadas reuniões com o intuito de discutir litologias e estruturas encontradas pelos grupos e definir a logística de transporte para o dia seguinte. Individualmente, cada grupo realizava, também, a atualização dos pontos efetuados, compilação de fotos, confecção de mapas, catalogação de amostras e digitalização da caderneta de campo.

Ao longo da etapa de campo, foram realizados 149 pontos na subárea II. A sistemática adotada para descrever e arquivar os dados coletados em campo, que incluem a utilização das tabelas do servidor, padronizadas para todas as subáreas, e etiquetagem das amostras coletadas, foram fundamentais para o desenvolvimento da etapa pós-campo.

Figura 1.3.1 - Drone utilizado pela subárea II.



Drone da fabricante DJI, modelo Spark, utilizado pela equipe da subárea II durante a etapa campo. Drone possui peso de decolagem de 300g e dimensões aproximadas de 143x143x55mm (CxLxA).

1.3.3 Etapa Pós-campo

A etapa pós-campo foi fundamentada a partir da confecção de lâminas, realização de geoquímica, difração de raio-x de elementos maiores e microsonda eletrônica (WDS – Dispersão de ondas e EDS – Dispersão de energia) nas amostras coletadas na Etapa Campo. As medidas estruturais obtidas em campo foram de extrema importância para o entendimento estrutural da subárea II e posteriormente para a correlação da Tectônica Regional do Projeto Monte do Carmo. O Mapa Geológico Final realizado pela Subárea II foi agregado as demais subáreas que compõem o Projeto Monte do Carmo, formando um Mapa Geológico Final, que está presente no capítulo de Evolução Tectônica.

A confecção deste relatório abrange capítulos regionais integrados, seguidos de capítulos pontuais locais respectivos a cada subárea do Projeto. Sendo o propósito do Projeto Monte do Carmo uma compreensão regional mais ampla dos acontecimentos relacionados a estrutural, tectônica, bem como uma construção esquemática de uma nova proposta de Unidades e Complexos Geológicos baseados nos dados coletados ao longo do mapeamento geológico realizado pela turma de graduação de 2018 da Universidade de Brasília.

1.4 ASPECTOS FISIOGRAFICOS

Os aspectos fisiográficos de uma região estão diretamente relacionados aos fenômenos naturais atuantes na superfície terrestre, que incluem intemperismo físico e químico, e, também, as características do substrato rochoso. Assim, a caracterização da geografia física de uma área possui grande importância no mapeamento geológico em qualquer escala de trabalho. Os

aspectos fisiográficos abordados nesse capítulo abrangem geomorfologia, hidrografia e clima relativo à área de estudos definida para o Projeto Monte do Carmo.

1.4.1 Geomorfologia

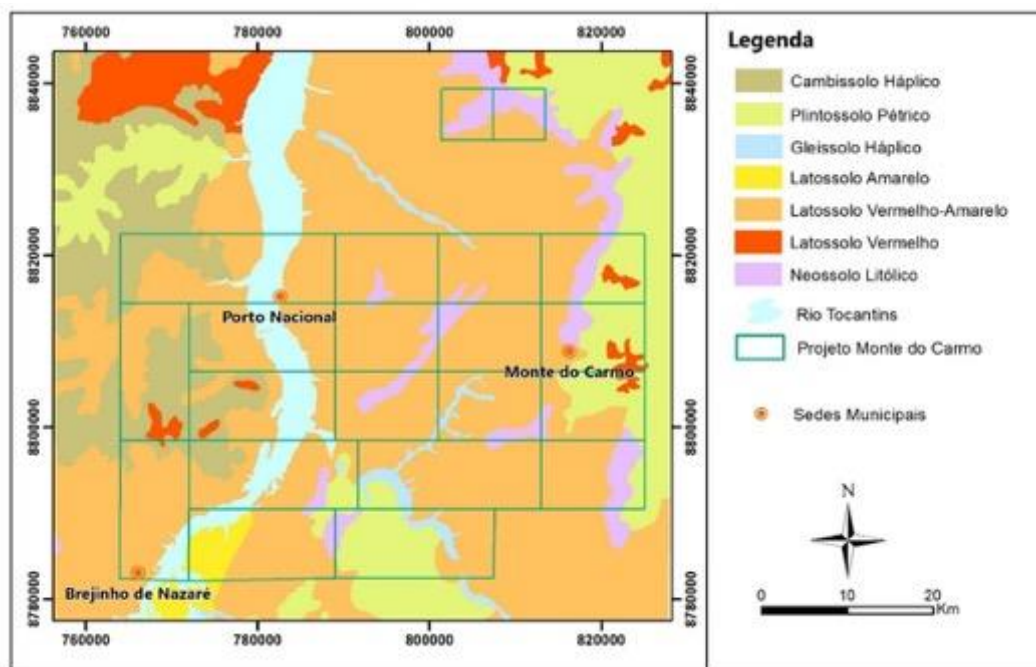
A geomorfologia foi realizada por Mamede et al. (1981). Segundo estes autores, na área do Projeto, ocorrem as seguintes unidades geomorfológicas: Planalto Residual do Tocantins, Planalto do interflúvio Araguaia-Tocantins, Depressão do Tocantins.

A compartimentação geomorfológica da área foi feita pela equipe por interpretação de imagem de satélite.

1.4.2 Solos

Na região de estudos predominam os latossolos, cambissolos e neossolos, como mostrado na [Figura 1.4.1](#).

Figura 1.4.1 - Mapa pedológico da área de estudo geral.



Carta da Folha SC22 – Pedologia: Sistema de projeção UTM: escala 1:500.000. IBGE. (Créditos a subárea VIII)

Segundo o livro Sistema Brasileiro de Classificação de Solos da Embrapa (2013), os Latossolos são solos homogêneos, com pouca diferenciação entre os horizontes ou camadas, reconhecidos facilmente pela cor quase homogênea do solo com a profundidade. Os Latossolos

são profundos, bem drenados, com baixa capacidade de troca catiônica, textura média ou mais fina (argilosa, muito argilosa) e com frequência são pouco férteis.

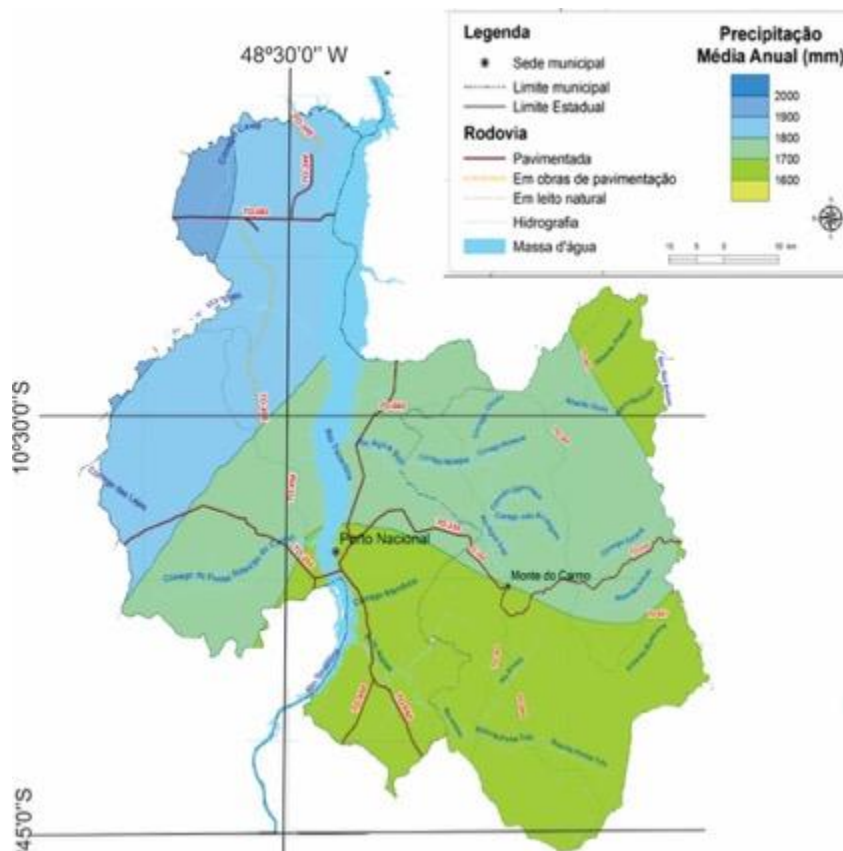
O Cambissolo é um solo pouco desenvolvido, com horizonte B incipiente. Uma das principais características dos Cambissolos é serem pouco profundos e, muitas vezes, cascalhentos.

Neossolos são solos com pequeno desenvolvimento pedogenético caracterizado ou por pequena profundidade, por predomínio de areias quartzosas ou pela presença de camadas distintas herdadas dos materiais de origem. Estão associados a altas declividades, como encostas de morros.

1.4.3 Clima

O estado do Tocantins apresenta clima tropical semiúmido, caracterizado por invernos secos e verões chuvosos. A precipitação média anual é de 2.000 mm (**Figura 1.4.2**) e a temperatura média anual varia entre 25° e 29°C, com amplitudes térmicas significativas. A umidade relativa do ar tem média de 76% para todo o estado (Lima et al., 2000). O mês de julho, quando foi realizado o mapeamento, é o mês mais frio e seco do ano em Porto Nacional.

Figura 1.4.2 - Mapa de precipitação média anual.



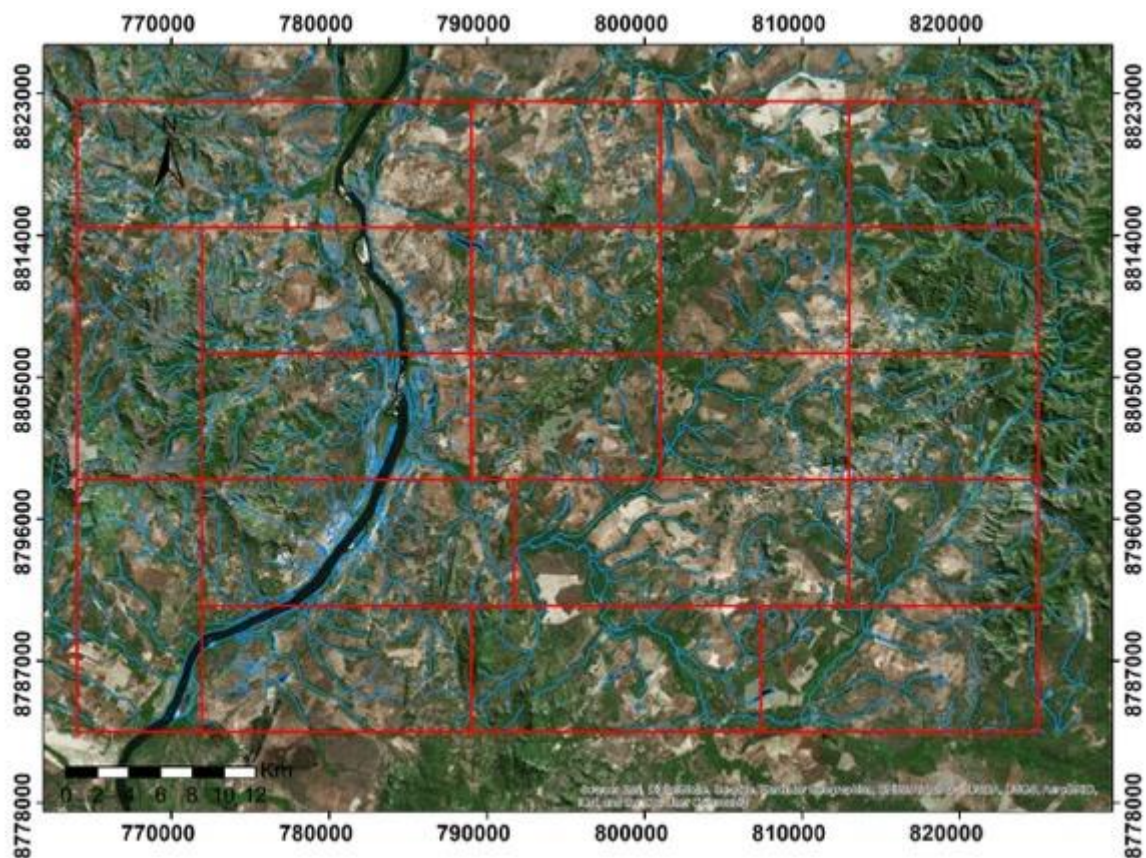
Fonte: Diretoria de Pesquisa e Informações Estatísticas. Base de Dados Geográficos do Tocantins - atualização 2012. Palmas, SEPLAN/DPIE, janeiro/2012. Escala 1:1.000.000.

1.4.4 Hidrografia

Em uma escala regional, a área do Projeto Monte do Carmo está inserida na região da Bacia Araguaia-Tocantins, a maior bacia hidrográfica totalmente brasileira, que contém uma série de bacias hidrográficas menores. A bacia hidrográfica do Rio Tocantins é uma delas, e é a que abrange todo o polígono do Projeto Monte do Carmo (Figura 1.4.3). Esse rio é o mais importante da região, tem direção aproximada N-S e corta a área na sua porção oeste. Sua nascente fica no estado de Goiás, na divisa entre os municípios de Ouro Verde de Goiás e Petrolina de Goiás. A foz do rio fica no litoral do estado do Pará, no Golfão Amazônico (próximo a cidade de Belém). A vazão média deste rio é de 13.600 m³/s. A área de sua bacia é de, aproximadamente, 803.200 Km². É um rio muito usado para navegação fluvial, principalmente na época das cheias, entre as cidades de Belém (Pará) e Lajeado (Tocantins). Neste rio estão instaladas importantes usinas hidrelétricas, sendo a principal a Usina Hidrelétrica de Tucuruí. Outras importantes usinas hidrelétricas presentes no rio Tocantins são:

Cana Brava, Serra da Mesa, São Salvador, Luiz Eduardo Magalhães e de Estreito. O potencial de geração de energia elétrica nas usinas hidrelétricas instaladas no rio é de aproximadamente 11.500 MW. É o segundo maior rio brasileiro dentre aqueles que têm suas águas totalmente em território nacional.

Figura 1.4.3 - Mapa hidrográfico da área de estudo geral.



Mapa hidrográfico da área do Projeto Monte do Carmo. Destaque para o Rio Tocantins de direção N-S que corta a área em sua porção oeste. (Fonte do shape IBGE).

2 GEOLOGIA REGIONAL

2.1 INTRODUÇÃO

O *Projeto Monte do Carmo* irá retratar as principais características das diferentes formações geológicas existentes na região, a fim de se ter um entendimento a respeito do arcabouço geológico regional que se encontra a área de estudo, bem como destacar questionamentos em relação a história geológica da região. Desta forma, o presente capítulo foi desenvolvido a partir de amplas revisões bibliográficas para apresentar os principais aspectos estratigráficos, estruturais, geofísicos, geocronológicos, sedimentológicos, ígneos e metamórficos das principais unidades aflorantes na região.

As investigações pioneiras realizadas na região de Porto Nacional e Monte do Carmo remetem aos projetos Araguaia (Ramos & Barbosa, 1967), Letos (Costa *et al.*, 1976) e RADAMBRASIL (Cunha *et al.*, 1981). Com a metodologia pautada essencialmente no uso de fotografias aéreas e reconhecimento de campo, foram construídas as primeiras sínteses geológicas e propostas hipóteses do entendimento tectônico regional da Província Tocantins, cujos resultados foram publicados por Costa (1982), Costa *et al.* (1984) e Gorayeb (1996). Costa *et al.*, (1984) individualizaram as demais unidades litoestratigráficas, tomando como base mapeamentos geológicos realizados pela Universidade Federal do Pará -UFPA, bem como reconhecimentos de campo de Barbosa *et al.*, (1966) e dados geofísicos. O até então chamado de Complexo Goiano (Cunha *et al.*, 1981) foi desmembrado em diversas outras unidades granulíticas, gnáissicas, graníticas e vulcano-sedimentares. Apoiado por algumas poucas datações radiométricas, Costa *et al.*, (1984) evidenciam ainda uma evolução geológica policíclica para a região, envolvendo os eventos tectônicos Jequié, Transamazônico, Uruaçuano e Brasileiro (Hasui *et al.*, 1980).

Interpretações aerogeofísicas realizadas por Haralyi & Hasui (1985) propiciaram o surgimento dos primeiros modelos tectônicos envolvendo colisão de blocos crustais arqueanos. Por sua vez, baseado em dados químicas, datações radiométricas e geotermobarometria, Gorayeb (1996) propõe idade Paleoproterozóica para o Complexo Porto Nacional. Recentemente, Arcaño *et al.*, (2013), Gorayeb *et al.*, (2013) e Pinheiro *et al.*, (2011) continuaram a contribuir com dados radiométricos, ampliando o conhecimento geológico da região.

2.2 CONTEXTO TECTÔNICO E ESTRATIGRÁFICO

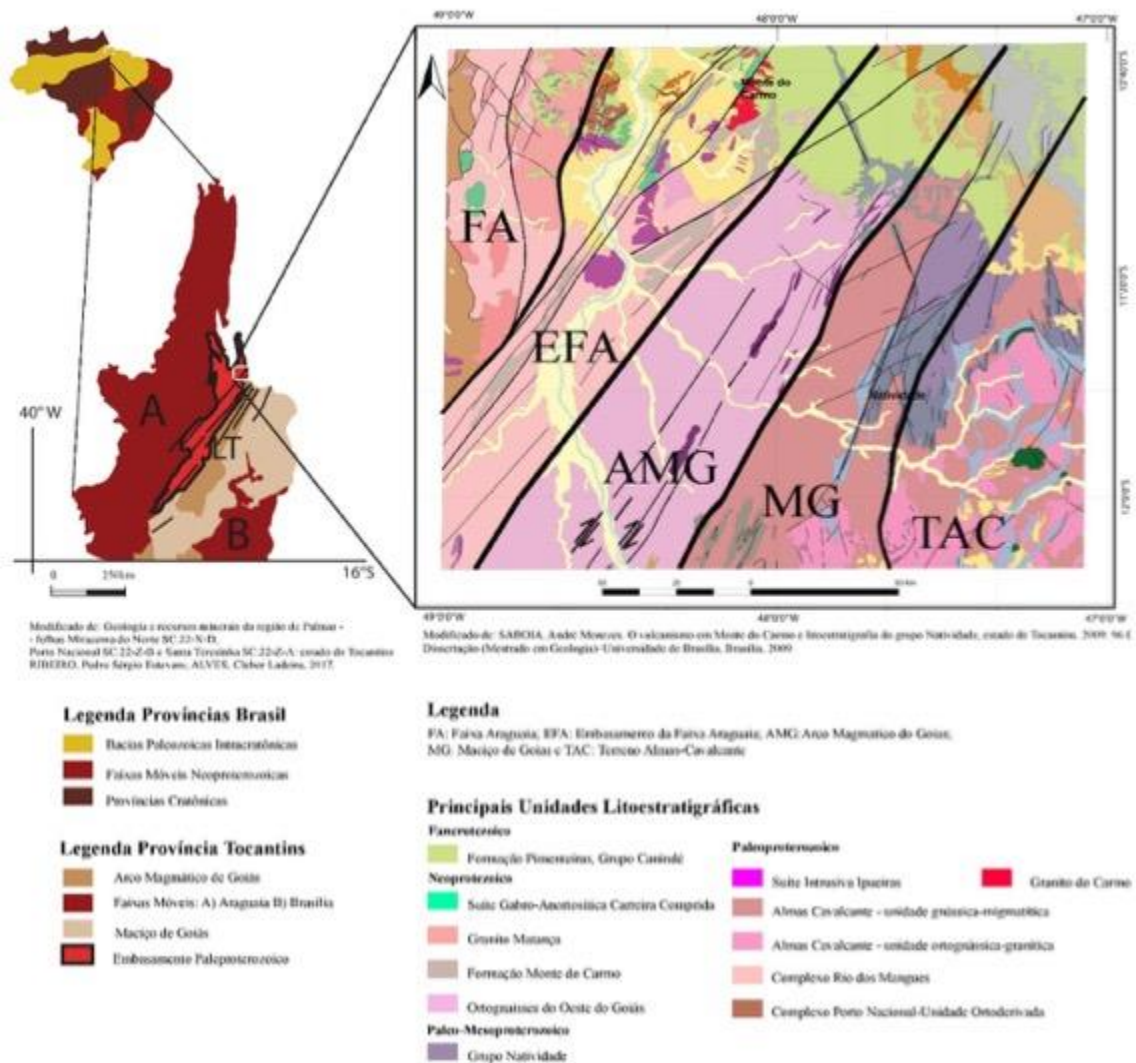
A área em estudo abrange a borda sul da Bacia do Parnaíba e encontra-se inserida na Província Tocantins, entre a porção setentrional da faixa Brasília e a porção meridional da faixa Araguaia (**Figura 2.2.1**). A leste, mas fora da área, encontram-se os limites do Cráton São Francisco, e, a oeste, encontram-se os limites do Cráton Amazonas.

A **Província Estrutural Tocantins** está inserida na porção central do Brasil. Foi definida por Almeida *et al.*, (1977) e Hasui *et al.*, (1984) como uma compartimentação geotectônica decorrente da amalgamação dos Crátons Amazonas, São Francisco e do Bloco Paranapanema, na porção oeste do supercontinente Gondwana, durante a Orogênese Brasileira ao longo do Neoproterozoico e Eocambriano. Tal colisão resultou na formação dos cinturões de dobramentos e cavalgamentos das Faixas Brasília, Araguaia e Paraguai.

A **Faixa Brasília** é um sistema de dobramentos neoproterozóicos que ocupa a porção leste da Província Tocantins (Almeida *et al.*, 1981, Fuck, 1994, Costa e Angeiras, 1971; Dardenne, 1978; Marini *et al.*, 1984b; Fuck, 1994). Esta faixa tem ocorrência nos estados do Tocantins, Goiás, Distrito Federal e Minas Gerais, e se estende por cerca de 1100 km da direção N-S (Pimentel *et al.* 1998, 2000, 2004). A **Faixa Araguaia**, localizada na porção setentrional da província, possui orientação N-S e vergência das estruturas em direção ao Cráton Amazônico (Alvarenga *et al.*, 2000).

Na região de Porto Nacional-Natividade, entre a faixa Brasília e faixa Araguaia, o Lineamento Transbrasiliano (LTB) é a principal feição estrutural observada (Schobbenhaus Filho *et al.*, 1975) e é o responsável por paralelizar as unidades presentes na área, inclusive unidades de embasamento paleoproterozóicas granito-gnáissicas, além das unidades meso-neoproterozóicas (Gorayeb *et al.*, 1988). Esse lineamento representa zonas transcorrentes dúcteis de orientação aproximada NE20-50SW, provavelmente de idade Paleoproterozóica, que foram posteriormente reativadas em regime rúptil-dúctil e rúptil no Meso e Neoproterozóico (Costa *et al.*, 1984, 1988 a; Hasui *et al.*, 1984; Costa, 1985; Gorayeb *et al.*, 1988). O LTB na Província Tocantins apresenta orientação N35E e é bem caracterizado por foliações, lineações de estiramento e eixos de alongamento maior de *boudins* dispostos no plano da foliação milonítica (Dantas *et al.*, 2007). Os critérios cinemáticos e elementos estruturais indicam movimentação sinistral e dextral em diferentes porções estudadas na região (Hasui e Miotto, 1988; Strieder *et al.*, 1994).

Figura 2.2.1 - Localização, geologia e domínios tectônicos da porção centro-norte da Província Tocantins, área de estudo do Projeto Monte do Carmo.



Fonte: Modificado de Ribeiro,2017 e Saboia, 2009 - pelos alunos do Projeto Monte do Carmo do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (2018).

2.2.1 Litoestratigrafia e Geocronologia

Com intuito de organizar a apresentação do trabalho, será descrita a seguir as unidades existentes na região do Projeto Monte do Carmo, a partir de critérios geocronológicos, descrevendo das unidades mais antigas para as mais recentes.

A mais importante unidade geotectônica presente na região é o **Complexo Granulítico Porto Nacional** (CGPN), definido por Costa *et al.*, (1982) e incluído no Terreno Metamórfico de Alto Grau de Porto Nacional por Gorayeb *et al.*, (2000a). O complexo é constituído por rochas com protólitos de idades próximas a 2.14 Ga (Gorayeb *et al.*, 2000b), possuindo orientação NE-SW e uma largura aproximada de 35 km, tendo uma parte recoberta pelas rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba (Gorayeb, 1996). Apresenta rochas metamórficas tanto ortoderivadas quanto paraderivadas, que atingiram fácies granulito, e se reequilibram posteriormente em condições metamórficas de menor grau. Os principais litotipos são granulitos máficos, enderbitos, kinzigitos e raros charnockitos e granitos peraluminosos (Gorayeb, 1996; Chaves *et al.*, 2008).

Gorayeb (1996) descreve a **Formação Morro do Aquiles**, definida primeiramente por Costa *et al.* (1982) como uma unidade do Terreno de Alto Grau Metamórfico Porto Nacional, análoga ao complexo granulítico, mas com metamorfismo em fácies anfibolito alto. Seus tipos petrográficos incluem micaxistos, quartzitos com granada, paragnaisses aluminosos, xistos grafitosos, gonditos, rochas metavulcânicas básicas e ácidas intercaladas com ortognaisses e anfibolitos (Sachett, 1996; Gorayeb *et al.*, 2013). A formação ocorre principalmente entre as cidades de Porto Nacional e Brejinho de Nazaré, em uma faixa com direção NE-SW e, em faixas de menor extensão, junto a granulitos, anortositos e granitóides miloníticos (Gorayeb, 1996). As rochas desta formação encontram-se localmente truncadas pelos corpos da Suíte Lajeado ou limitadas por falhas, gerando contatos tectônicos com as formações mais novas do Fanerozóico.

Costa *et al.*, (1983) definiu o **Complexo Rio dos Mangues** para caracterizar um grupo de rochas metassedimentares e metamáficas que afloram na região de Paraíso do Tocantins, a oeste do Rio Tocantins. Segundo Hasui *et al.*, (1984), o complexo é formado por rochas cálcio-silicáticas, ortognaisses tonalíticos e granodioríticos, anfibolitos, micaxistos, quartzitos e paragnaisses aluminosos. Frasca *et al.*, (2010) e Ribeiro & Alves (2017) definem a unidade como ortognaisses tonalíticos e granodioríticos, ortoquartzitos anfibolitos, micaxistos e rochas calcissilicáticas. O complexo ocorre em uma faixa em direção N-S com largura de 30 a 40 km,

estendendo até a região de Gurupi (Arcanjo *et al.*, 2013; Ribeiro & Alves, 2017). O *Granito Serrote* se encontra nesta unidade, sendo um conjunto de corpos graníticos leucocráticos datado em 1,86 Ga e com idades modelo TDM (Idade Modelo do Manto Empobrecido) entre 2,43 e 2,50 Ga (Arcanjo *et al.*, 2013). Baseado em dados geocronológicos de Rb-Sr, Barradas (1993) propõe idade em torno de 2,1 Ga. Estudos mais recente, com base de idade entre 2,05 a 2,08 Ga (Pb-Pb), idade modelo TDM de 2,21 e 2,35 Ga com valores de $\epsilon\text{Nd}(t)$ entre -1,04 e +2,4, interpretaram a gênese do complexo como sendo influenciada predominantemente por material juvenil paleoproterozóico em ambiente tectônico envolvendo crosta oceânica com interação de núcleos síalicos mais antigos (Arcanjo & Moura, 2000; Arcanjo, 2002; Arcanjo, 2013; Ribeiro & Alves, 2017). Estudos geocronológicos realizados por Fuck *et al.*, (2002) forneceram idades U-Pb sobre zircões entre 2,13 e 2,14 Ga e idades modelo TDM entre 2,0 e 2,3 Ga com valores positivos de ϵNd de +0,86 e +2,40, que também indicam caráter juvenil.

Na região de estudo, encontram-se algumas suítes graníticas, com idades variando entre paleoproterozóica e neoproterozóica. Os eventos magmáticos granitogênicos ocorridos no paleoproterozóico, responsáveis pela formação das suítes, são interpretados como uma resposta ao fechamento de bacias de arcos vulcânicos no final do ciclo transamazônico. Dentre elas, podemos citar a **Suíte Intrusiva Ipueiras**. Esta foi primeiramente caracterizada como a composição de sete corpos graníticos e rochas vulcânicas associadas cogenéticas (Bezerra *et al.*, 1981). Posteriormente, foi reclassificada por Chaves e Gorayeb (2007) em quatro plútons graníticos paleoproterozóicos: Areias, Ipueiras, Itália e do Carmo. Segundo Chaves (2008), estes corpos têm características subalcalina e peraluminosa, com assinatura geoquímica indicativa de granitos anorogênicos e dispostos ao longo de uma faixa orientada NNE-SSW. A partir de datações em zircões pelo método Pb-Pb, Chaves e Gorayeb (2007) definiram o período de cristalização desses corpos graníticos em terrenos gnáissicos e granulíticos de idade em torno de 2,08 Ga. As idades modelo Sm-Nd com valores de TDM entre 2,19 a 2,15 e ϵNd (2,08 Ga) entre +2,5 e +2,9, indicam curto tempo de residência crustal para a rocha fonte da qual derivou este magmatismo granítico. Os valores de ϵNd indicam contribuição mantélica para a formação desses granitos, conferindo um caráter juvenil. Saboia (2009) fez uma correlação entre o *Granito do Carmo* e a Suíte Intrusiva Santa Rosa através da similaridade de idade, dos padrões de ETR e dos elementos traços. O referido autor propôs que essa associação ocorre decorrente da acreção juvenil paleoproterozóica durante a fase tardia do Evento Transamazônico.

Outra suíte de idade paleoproterozóica foi definida por Cunha *et al.*, (1981) como a **Suíte Serrote**. Esta suíte é caracterizada por um batólito granítico como fácies do Complexo

Goiano. O corpo é caracterizado por ter uma forma alongada segundo a direção NNE-SSW (18Km de comprimento e 14 Km de largura) e por ser alojado em gnaisses do Complexo Rio dos Mangues. Além disso, *stocks* de monzogranitos e sienogranitos compõem a Suíte, segundo Costa *et al.*, (1983). Os estudos geocronológicos feitos por Moura & Souza (1996) conferiram idades de 1,8 Ga em zircão pelo método Pb-Pb. Arcanjo (2002) obteve idades modelo entre 2,5 e 2,43 Ga e valores de ϵNd entre -6,01 e -5,21.

A **Suíte Vulcânica Santa Rosa** também faz parte das suítes paleoproterozóicas presentes na área. Esta suíte é caracterizada por uma sequência de rochas vulcânicas ácidas (riolitos, dacitos e piroclásticas, como tufos e brechas) com baixo grau metamórfico. Os estudos geocronológicos, realizadas por Sachett *et al.*, (1996), determinaram idades de 2,1 Ga por meio do método de U-Pb, enquanto Saboia *et al.*, (2009) obtiveram idades semelhantes pelo método U-Pb em 2,08 Ga e TDM entre 2,11 e 2,12 Ga, além de valores positivos de ϵNd que define, portanto, uma fonte mantélica paleoproterozóica com forte influência continental em níveis crustais pouco profundos.

A compartimentação tectônica de Porto Nacional-Monte do Carmo relacionado ao LTB, se divide entre as classificações dos autores Gorayeb (1996) e Praxedes (2015). Gorayeb 1996 faz sua abordagem entre Porto Nacional-Monte do Carmo e Nova Rosalândia, que apresenta predominantemente terrenos granulíticos de origem orto- e paraderivada, além de terrenos gnáissicos, sendo eles os já descritos Complexo Granulítico Porto Nacional e Complexo Rio dos Mangues, e suas respectivas relações de surgimento na Zona de Cisalhamento Porto Nacional. Já Praxedes (2015), tem sua área localizada desde Dianópolis-TO até Pindorama-TO, fazendo uma abordagem de correlação através da geocronologia, da geofísica e da geologia, a fim de caracterizar o embasamento da Faixa Brasília e sua relação espacial envolvida com o LTB na porção centro sul do Tocantins.

O lineamento é uma estrutura de primeira ordem que atuou em todas as unidades pretéritas, gerando estruturas de segunda e terceira ordens, e remobilizando todo o conjunto de rochas existentes entre as faixas móveis Brasília, Paraguai e Araguaia, colocando lado-a-lado unidades que não necessariamente foram geradas naqueles locais.

Ao longo do LTB, ocorrem as rochas relacionadas ao **Arco Magmático de Goiás**, que é descrito como um terreno jovem localizado na porção oeste da Faixa Brasília, representando um expressivo episódio de acreção de crosta juvenil Neoproterozóica durante a formação do supercontinente Gondwana (Pimentel & Fuck, 1992). É composto por sequências

metavulcanossedimentares associadas a ortognaisses tonalíticos a graníticos. Sua evolução começou há aproximadamente 900 Ma, como arco de ilha interoceânico (Pimentel & Fuck, 1992), com um evento magmático posterior entre 630-600 Ma durante o fechamento do Oceano Goiás-Pharusian (Cordani *et al.*, 2013). Ribeiro e Alves (2017) consideram a *Formação Monte do Carmo* como a extensão a nordeste do Arco Mágmatco de Goiás.

Existem controvérsias sobre o posicionamento do **Maciço de Goiás** (MG) no contexto tectônico da Província Tocantins. O MG é uma unidade geotectônica constituída essencialmente por: (I) terrenos arqueanos- paleoproterozóicos de complexos gnáissicos dômicos do tipo TTG e greenstone belts metamorfizados em fácies xisto verde a anfibolito inferior (Jost *et al.*, 2013) e (II) complexos máficos ultramáficos acamadados (Niquelândia, Barro Alto e Cana Brava) associados a sequências vulcano sedimentares (Correia *et al.*, 1997). Diversos autores propõem que o MG teria sido amalgamado na margem oeste da faixa Brasília durante a orogenia neoproterozóica (Jost *et al.*, 2013). No entanto, trabalhos recentes reinterpretam a história evolutiva do maciço, e sugerem que a acreção desse micro continente com a faixa Brasília teria ocorrido durante o paleoproterozóico (Cordeiro e Oliveira, 2017).

Segundo Soares (2005), os valores médios de velocidade da onda P (VP) e VP/VS (velocidade da onda S) da Faixa Araguaia, Arco Mágmatco de Goiás, do Maciço de Goiás e sob o cinturão de dobras e empurrões e oeste do Craton do São Francisco indicam crosta de composição félsica, exceto para a camada inferior da crosta inferior do domínio da Faixa Araguaia. Os dados possibilitaram separar a raiz máfica-ultramáfica dos terrenos do Arco Mágmatco de Goiás e apontar suturas neoproterozóicas relacionadas a subducção da placa do São Francisco para oeste e do Amazonas para leste durante a formação da Província Tocantins. Estes resultados mostraram que a anomalia gravimétrica positiva do Brasil central é gerada pela ascensão do manto neoproterozóico sob a crosta mais fina do arco Mágmatco de Goiás.

A **Formação Monte do Carmo** foi proposta por Costa *et al.*, (1976), como uma sequência vulcanossedimentar composta por rochas vulcânicas ácidas a intermediárias e máficas, além de pacotes de arenitos, siltitos, ardósias, grauvacas, conglomerados e arcóseos. O pacote de rochas vulcânicas foi subdividido em duas sequências, conforme a compartimentação proposta por Saboia *et al.*, (2009) e Braga *et al.*, (2008): (I) Sequência Vulcânica Básica a Intermediária Areinha composta por basaltos, gabros e andesitos e (II) Sequência Pedra Furada, composta por riolitos, dacitos e rochas piroclásticas félsicas com tufos e brechas. As Idades modelo TDM obtidas por Saboia (2009) variam entre 1.91 e 0.86 Ga,

indicando que a Formação Monte do Carmo foi derivada de fontes paleo- a neoproterozóicas. Ribeiro e Alves (2017) obtiveram idades U-Pb em brecha vulcânica e basalto andesítico de 643 ± 10 Ma e $588,8 \pm 8,6$ Ma, respectivamente. Frasca *et al.*, (2010) e Saboia (2009) interpretam o ambiente de formação da sequência relacionando-o à abertura de um *rift* continental.

Uma questão que permanece em aberto é a correlação entre a Formação Monte do Carmo e o Grupo Natividade. O **Grupo Natividade** foi distinguido inicialmente por Moore (1963) e denominado *Série Natividade* por Hasui *et al.*, (1984). Foi definido por Costa *et al.*, (1976) como um grupo constituído por uma sequência metassedimentar polideformada e metamorfizada em fácies xisto verde baixo. O grupo aflora de forma descontínua na região de Porto Nacional e Natividade-Almas (Saboia, 2009), sustentando serras e elevações de direção NE-SW a sudeste de Porto Nacional, na Serra Manoel do Carmo, e a sul-sudoeste de Monte do Carmo (Costa *et al.*, 1984 e Gorayeb, 1996). A unidade compreende quartzitos puros e micáceos intercalados com níveis de conglomerados polimíticos, filitos, mármore dolomíticos e ardósias, com frequentes estruturas sedimentares primárias, como marcas de onda, estratificação plano-paralela e cruzada tabular (Gorayeb, 1996). A ausência de intercalações de rochas vulcânicas não permite definir idade precisa para o Grupo Natividade, porém, Marques (2009), discute a correlação do Grupo Natividade com as fases pós-rifte da Bacia Araí, que recebeu a deposição do grupo homônimo. Pimentel *et al.*, (1991) atribui idade de 1771 ± 2 Ma (U-Pb) para a cristalização de riolitos que ocorrem na base da Formação Arraías, interpretando tal dado como a idade deposicional do Grupo Araí. Essas considerações colocam o Grupo Natividade como integrante dos processos de rifteamento que afetaram o Brasil Central durante o Estateriano (1,8 a 1,6 Ga).

Em relação ao magmatismo Neoproterozóico na região de Porto Nacional, Gorayeb (1996) descreveu a existência de outras suítes no final do neoproterozóico (em torno de 540 Ma) resultantes de magmatismo, gerando associação de granitos alcalinos, charnockitos, anortositos e rochas máficas associadas. Dentre elas, podemos citar a **Suíte Gabro-Anortosítica Carreira Comprida**, a qual foi definida por Gorayeb (1996) como sendo composta por um plúton alongado na direção NNE-SSW, de 25K m de comprimento e de 8 a 10 Km de largura. Esta suíte se encontra inserido na *Zona de Cisalhamento dúctil de Porto Nacional*, encaixada em xistos da formação Morro de Aquiles. Os dados geocronológicos deram idades de 2.07 Ga em cristais de zircão pelo método de evaporação de Pb (Gorayeb e Moura, 2001). Porém, Lima *et al.* (2008) definiram que essa idade corresponde a idades de zircões herdados de um material crustal mais antigo. Eles dataram as rochas máficas pelo

método U-Pb em zircão e encontraram idades de 526 Ma e 533 Ma, além de idade modelo de 2160 Ma e ϵNd variando entre -7 e -12,24. A idade modelo é compatível com a contribuição de rochas pertencentes ao embasamento formado pelas rochas dos Complexos Rio dos Mangues e Porto Nacional.

A **Suíte Aliança**, também de idade neoproterozóica, foi definida por Frasca (2010) como um conjunto de granitos, granodioritos e tonalitos peraluminosos, de idade em torno de 600 Ma. A suíte é composta por dois corpos intrusivos distintos: o tonalito-granodiorito Aliança e o tonalito Serra do Tapuio (Bizzi *et al.*, 2003). Os dois apresentam-se amalgamados entre os Complexos Granulíticos Rio dos Mangues e Porto Nacional, e são assim interpretados como parte do embasamento da Faixa Araguaia.

A **Suíte Santa Luzia** é outra suíte definida com idade neoproterozóica, e foi primeiramente chamada de Granito Santa Luzia. A suíte foi definida por Costa *et al.*, (1983) como um conjunto de rochas graníticas, com morfologia arredondada e diques associados nas rochas metassedimentares do *Grupo Estrondo*. A expressão “Suíte Santa Luzia” foi empregada por Hasui *et al.*, (1984) para integrar rochas de composição granítica e granodiorítica a esta unidade. Os estudos geocronológicos realizados pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) obtiveram idades de 593 Ma em zircões segundo o método U-Pb, coincidente com a obtida por Frasca (2010).

Por fim, a última suíte neoproterozóica da região é denominada **Suíte Lajeado**. Esta foi definida inicialmente por Barbosa *et al.*, (1966) para caracterizar corpos graníticos próximos à cidade de Lajeado. Tal denominação foi utilizada posteriormente por Gorayeb *et al.*, (2001, 2013) para agrupar três corpos graníticos paleoproterozóicos: *Palmas*, *Matança* e *Lajeado*. Ribeiro & Alves (2017) mantém a designação de Gorayeb *et al.*, (2013) e adicionam o Granito Aroeiras, de dimensões reduzidas comparados aos outros à unidade. Os granitos dessa unidade possuem assinatura geoquímica subalcalina e caráter metaluminoso a levemente peraluminoso (Gorayeb *et al.*, 2013). Os dados geocronológicos, pelo método de evaporação de Pb em zircão, revelam idades de cristalização entre 552 e 545 Ma. As análises isotópicas de Sm-Nd forneceram idades modelo TDM variando entre 2,1 e 1,7 Ga e valores de ϵNd (0,55 Ga) variando entre -10 e -13, sugerindo envolvimento da crosta Paleoproterozóicas na formação desses granitos (Gorayeb *et al.*, 2013). A Suíte representa assim, uma granitogênese do tipo A tardi-colisional, desenvolvida em regime extensional, marcando o final da evolução da Faixa Araguaia.

De idade paleozóica, a borda sul da **Bacia do Parnaíba** se encontra na região de estudo. Na literatura mais antiga, essa Bacia intracratônica do Parnaíba é identificada pelos nomes Bacia do Maranhão ou do Piauí-Maranhão. A bacia, de 665.888 km², localiza-se entre os Crátons Amazônico e São Francisco, distribuindo-se pelos estados do Piauí, Maranhão, Pará, Tocantins, Bahia e Ceará (Vaz *et al.*, 2007). Com comprimento de aproximadamente 1.000 km e 970 km de largura, a bacia apresenta forma elíptica, contendo uma pequena espessura em comparação à sua grande extensão, o que está relacionado à subsidência termal flexural, que ocorreu lentamente durante sua evolução no Paleozóico (Figueiredo & Raja-Gabaglia, 1986). A espessura da sua coluna sedimentar atinge cerca de 3.500 metros no seu local de máxima deposição (Vaz *et al.*, 2007), com 500 metros de rochas básicas na forma de soleiras e derrames e 3.000 metros de rochas sedimentares siliciclásticos (Góes *et al.*, 1994; Vaz *et al.*, 2007). As rochas são principalmente sedimentos siliciclásticos depositados durante vários ciclos transgressivos-regressivos (Góes *et al.*, 1994; Vaz *et al.*, 2007), com ocorrência de rochas metamórficas e ígneas de várias idades. Almeida & Carneiro (2004) afirmam que o desenvolvimento da Bacia do Parnaíba ocorreu a partir do embasamento continental durante a fase de estabilização da plataforma Sul-Americana, e sua subsidência ocorreu no Ciclo Brasileiro devido a eventos térmicos pós-orogênese. A Bacia do Parnaíba se destaca na morfologia apresentando escarpas, planaltos e planícies formando o *Gráben* de Porto Nacional (Gorayeb, 1996). Foi dividida estratigraficamente em cinco super sequências deposicionais: Grupo Serra Grande (Siluriano); Grupo Canindé (Mesodevoniano-Carbonífero); Grupo Balsas (Neocarbonífera-Eotriássica); Formação Pastos Bons (Jurássico) e Formações Codó, Corda, Grajaú e Itapecuru (Cretáceo) (Vaz *et al.*, 2007).

Na região de Monte do Carmo, as coberturas sedimentares de idades paleozóicas recobrem discordantemente grande parte da área, e afloram, predominantemente, as rochas do Grupo Canindé e do Grupo Serra Grande. O **Grupo Canindé** é representado pela Formação Pimenteiras, de idade Devoniana (Góes & Feijó, 1994), e ocorre recobrindo os chapadões da Serra do Lajeado, ao norte da área do projeto Monte do Carmo, além de ocupar extensas áreas em ambas as margens do Rio Tocantins. Consiste, principalmente, de folhelhos cinza-escuros a pretos esverdeados, em parte bioturbados. São radioativos, ricos em matéria orgânica e representam a ingressão marinha mais importante da bacia (Vaz *et al.*, 2007). Várias estruturas sedimentares podem ser observadas assim como a ciclicidade deposicional. Della Fávera (1990) descreveu estratificação cruzada tabular ou sigmoidal, e uma mudança de tendência transgressiva para regressiva na passagem gradacional para a *Formação Cabeças*, que lhe é

sobreposta. Além disso, eventos de tempestades podem ser evidenciados pela presença de estruturas como *hummocky* e camadas de base plana e topo ondulado, além de corpos arenosos sigmoidais. A deposição é interpretada como de ambientes neríticos plataformais, variando desde plataforma interna, até plataforma aberta com intercalações de siltito e arenito. A sedimentação remete a um ambiente de plataforma rasa dominada por tempestades. A *Formação Pimenteiras* limita os depósitos da planície do Tocantins desde 30 km ao sul de Lajeado até Porto Nacional, onde cede lugar às rochas do embasamento (Góes & Feijó, 1994).

O **Grupo Serra Grande** é representado pela *Formação Jaicós*, de idade Siluriana (Costa 1984). Ocorre sustentando escarpas verticalizadas no topo de serras e embutido no interior de *grábens* na borda da Bacia do Parnaíba. O contato com a *Formação Pimenteiras*, a sudeste do município de Palmas, se dá por falha normal e de forma discordante sobre o *Granito Lajeado*. Ocupa, ainda, áreas abatidas por falhamentos, na margem oeste do Rio Tocantins, além de aflorar na base da *Serra das Cordilheiras*, entre 5 e 10 km a oeste do município de Porto Nacional. A formação é caracterizada por arenitos médios conglomeráticos, localmente arcoseanos, mal selecionados e imaturos texturalmente. Ocorre presença constante de estratificações cruzadas tabulares e acanaladas, acamamento plano-paralelo e canais de corte e preenchimento. O ambiente deposicional é interpretado como fluvial entrelaçado, dominado por areias com cascalhos subordinados (Góes & Feijó, 1994).

A Bacia do Parnaíba apresenta-se truncada por três principais lineamentos que foram responsáveis pelo controle das direções deposicionais até o Eocarbonífero, sendo: Pico-Santa Inês, Marajó-Parnaíba e Lineamento Transbrasiliano (Vaz *et al.*, 2007). No Estado do Piauí, algumas intrusões kimberlíticas, como as de Redondão, Gilbués e Fazenda Largo, foram encontradas na bacia. De idade cretácea, elas são interpretadas como resultando do Lineamento Transbrasiliano (Kaminsky *et al.*, 2009).

Por fim, na área de estudo, podemos destacar ocorrência de **coberturas detrítico-lateríticas ferruginosas**, compostas por quartzo e argilominerais, e horizontes concessionários de óxidos e hidróxidos de ferro. Segundo Ribeiro e Alves (2017), esses depósitos recobrem parcialmente várias unidades da área de estudo. Nos domínios da Bacia do Parnaíba, as coberturas se desenvolveram quase exclusivamente sobre os siltitos argilosos e arenitos finos da base da *Formação Pimenteiras*. Estas coberturas encontram-se também expostas em vasta área plana no topo da *Serra do Lajeado*. Já as coberturas desenvolvidas sobre as rochas da Faixa Araguaia são mais restritas, descontínuas e pouco espessas. Geralmente, ocorrem como *platôs*

lateríticos constituídos por materiais detríticos diversos, como areia, fragmento de rocha e de veios de quartzo.

Além destas, as **coberturas do quaternário**, caracterizadas por Ribeiro & Alves (2017) como pacotes arenosos com gradação para níveis de granulação mais grossa até níveis conglomeráticos mosqueados, compactados por uma matriz argilosa, ocorrem na região. Estes sedimentos inconsolidados são relacionados com a evolução do Rio Tocantins, alinhado N/S cujo fluxo de montante para jusante é direcionado da parte meridional para a parte setentrional.

Com intuito de sintetizar a evolução do conhecimento e das unidades descritas nesse capítulo, os principais supergrupos e formações individualizadas foram agrupadas no **Quadro 2.2.1** a seguir, de acordo com os critérios geocronológicos.

¹As idades obtidas nos anortositos foram atribuídas a zircões herdados no trabalho de Lima (2008).

Quadro 2.2.1 - Unidades descritas, apresentando as idades e os autores.

Unidade	Idade (Ma)	T _{DM} (Ga)	εNd _(t)	Autores
Complexo Granulítico Porto Nacional Ortoderivadas	2097±2; 2153±1 e 2125±3 Ma (Pb-Pb)	2,40 Ga	(2,15 Ga) +0,97 e +2,16	Gorayeb <i>et al.</i> , (2000); Gorayeb & Moura (2002)
Paraderivadas	2072±3 a 2110±3 Ma (Pb-Pb)	2,55 Ga	(2,15 Ga) -1,56	Gorayeb <i>et al.</i> , (2000); Gorayeb & Moura (2002)
Complexo Rio dos Mangues Ortoderivados	Entre 2054±4 Ma e 2086±16 Ma (Pb-Pb)	2,25; 2,21 e 2,35 Ga	(2,06 Ga) +0,86 e -1,04 (2,12 Ga) +2,40	Arcanjo (2002)
Paraderivadas	Proveniência entre 2000 e 2250 Ma, com tendência em 2100 Ma	-	-	Ribeiro e Alves (2017)
Complexo Gabro-Anortosítico Carreira Comprida	2071±4 Ma (Pb-Pb) ¹	-	-	Gorayeb e Moura (2001)
Suíte Vulcânica Santa Rosa	2137±12 Ma (Pb-Pb) 2086±10 Ma (U-Pb)	- 2,11 e 2,17 Ga	- (2,08 Ga) entre +2,2 e +2,9	Sachett <i>et al.</i> , (1996) Saboia (2009)
Suíte Ipueiras: Granito do Carmo	2045±34 Ma (Pb-Pb) 2048±13 Ma (U-Pb)	2,13 Ga 1,99 e 2,07 Ga	(2,04 Ga) +2,05 (2,08 Ga) +3,35 e +3,52	Sachett <i>et al.</i> , (1996) Saboia <i>et al.</i> , (2009)

Unidade	Idade (Ma)	T _{DM} (Ga)	εNd _(t)	Autores
	2083±21 Ma (U-Pb)			Maia (2016)
Suíte Ipueiras: Granito Areias	2086±5 Ma (Pb-Pb)	2,18 e 2,19 Ga	(2,08 Ga) +2,27 e +2,26	Chaves <i>et al.</i> , (2008)
Suíte Ipueiras: Granito Itália	2078±4 Ma (Pb-Pb)	-	-	Chaves <i>et al.</i> , (2008)
Suíte Ipueiras: Granito Ipueiras	2073±2 Ma (Pb-Pb)	2,15 e 2,17 Ga	(2,08 Ga) +2,49 e +2,89	Chaves <i>et al.</i> , (2008)
Grupo Natividade	Idade máxima de deposição de 1779±6 Ma	-	-	Silva <i>et al.</i> , (2005)
Formação Monte do Carmo Máficas	-	Entre 0,86 e 1,01 Ga	(0,588 Ga) Entre +1,08 e +3,10	Saboia (2009)
Arcóseo	-	1,67 e 1,85 Ga	(0,588 Ga) -8,96 e -11,11	Saboia (2009)
Piroclástica félsica	Idade máxima de deposição em torno de 600 Ma (Pb-Pb)	1,54 a 1,91 Ga	(0,588 Ga) -5,32 e -10,37	Saboia (2009)
Andesitos	588±8 Ma (U-Pb)	-	-	Ribeiro e Alves (2017)
Brecha vulcânica	643±10 Ma (U-Pb)	-	-	Ribeiro e Alves (2017)
Suíte Aliança: Granodiorito-Tonalito Aliança	593±59 Ma (U-Pb)	-	-	Ribeiro e Alves (2017)
Granito Arueira	571±2 Ma (Pb-Pb)	-	-	Quaresma e Kotschoubey (2001)
	-	1,4 Ga	(0,55) -4,73	Ribeiro e Alves (2017)
Suíte Lajeado: Granito Lajeado	547±4 Ma (Pb-Pb)	1,71 e 1,86 Ga	(0,55 Ga) -10,5 e -9,8	Gorayeb <i>et al.</i> , (2013)
	554±5 Ma (U-Pb)	1,82 Ga	(0,55 Ga) -9,16	Ribeiro e Alves (2017)
Suíte Lajeado: Granito Matança	552±4 Ma (Pb-Pb)	1,93 e 2,10 Ga	(0,55 Ga) -13,3 e -13,1	Gorayeb <i>et al.</i> , (2013)
	551±4 Ma (U-Pb)	1,58 Ga	(0,55 Ga) -10,31	Ribeiro e Alves (2017)
Suíte Lajeado: Granito Palmas	548±2 Ma (Pb-Pb)	1,73 e 1,81 Ga	(0,55 Ga) -10,3	Gorayeb <i>et al.</i> , (2013)
		1,67 Ga	(0,55 Ga) -9,73	Ribeiro e Alves (2017)

Fonte: Projeto Monte do Carmo 2018.

3 SENSORIAMENTO REMOTO

Os estudos provenientes de Sensoriamento Remoto permitem a aquisição de informações acerca da superfície a ser estudada sem que haja contato físico direto. Esses dados são obtidos através de equipamentos capazes de transformar radiações em sinais passíveis de serem convertidos em informação da superfície terrestre (Arcanjo, 2011). A partir das relações espectrais em superfície, padrões de relevo, drenagem e estruturação, foram gerados produtos que refletem as variações composicionais, estruturais e geomorfológicas da área de estudo. Esses produtos são de suma importância para o planejamento da etapa campo e para o reconhecimento inicial da área na etapa pré-campo.

3.1.1 Materiais

Para a etapa pré-campo onde são realizados estudos de sensoriamento remoto bem como estudos de levantamentos aérogeofísicos foram utilizadas imagens multiespectrais LANDSAT 8 OLI (The Operational Land Imagery) e ALOS-PALSAR (Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar) permitindo a extração de feições relacionadas a variações geomorfológicas, estruturais e litológicas. Os dados supracitados foram obtidos através das ferramentas online Earth Explorer e ASF (Alaska Satellite Facility). As imagens do sensor LANDSAT 8 OLI utilizadas na elaboração das composições coloridas RGB fazem parte da cena LC08_L1TP_222067_20170917_20170929_01_T1. Na geração do modelo digital de elevação, foram utilizadas quatro cenas do sensor ALOS-PALSAR sendo elas: AP_26854_FBS_F6960_RT1, AP_26854_FBS_F6970_RT1, AP_27277_FBS_F6960_RT1 e AP_27277_FBS_F6970_RT1.

3.1.2 Landsat 8 OLI/TIRS

O programa Landsat teve início em 1972. Com resolução de 15m no PAN e 30m no MS, o Landsat 8 é um dos sensores mais utilizados para sensoriamento remoto e permite gerar imagens de 15m coloridas por fusão digital. Sua riqueza espectral e a ampla abrangência de cada cena, são ideais para trabalhos até a escala 1:25.000. Imagens disponíveis de fevereiro de 2013 até os dias atuais. No **Quadro 2.2.1** mais informações deste sensor estão descritas.

Quadro 2.2.1 - Informações adicionais para o sensor LANDSAT 8 OLI.

Órbita	Circular, Heliosíncrone, Descendente, 98,2° de Inclinação, Período de 99 minutos, Altitude de 705 Km
Horário do Imageamento	10 h 00 min AM.
Bandas do Sensor	Pancromático P&B: Banda 8; Multiespectral: Bandas 1-7 e 9; Termal: Bandas 10-11.
Resolução Espacial	Pancromático P&B: 15,0 m (bandas 8); Multiespectral: 30,0 m (banda 1-7 e 9); Termal: 100,0 m (bandas 10-11).
Resolução Radiométrica	16 bits por píxel, podendo ser reamostrado a 8 bits a pedido do cliente
Sensibilidade Espectral	Pancromático: 500-680 nm (Banda8); Multiespectral: 430-450 nm (Banda1), 450-510 nm (Banda2), 530-590nm (Banda3), 640-690 nm (Banda4 Vermelho), 850-880 nm (Banda5 Infravermelho próximo), 1570-1650 nm (Banda6 SWIR1), 2110-2290 nm (Banda7 SWIR2), 1360-1380 nm (Banda9 Cirrus); Termal: 10600-11190 nm (Banda10 TIRS1), 11500-12510 nm (Banda11 TIRS2).
Tamanho da Cena Básica	185,0 x 185,0 km, recortes menores feitos sob medida.
Largura da Faixa Imageada	185 km.
Precisão de Localização	12 m nas bandas 1-2-3-4-5-6-7-8-9 e 41 m nas bandas 10 e 11 de erro circular em 90% dos casos, sem uso de pontos de controle.
Frequência de Revisita	Aproximadamente 16 dias, dependendo da latitude.
Capacidade de Visada Lateral	Não disponível neste sistema.
Estereoscopia	Não disponível para este sensor.

Fonte: Engesat

3.1.3 ALOS-PALSAR

O ALOS é um satélite extremamente completo, oferece imagens de alta (PRISM de 2,50m PAN) e média (AVNIR-2 de 10m colorido) resolução e também imagens Radar. Com um catalogo muito grande de imagens adquiridas, ele é extremamente utilizado e oferece dados de ótima qualidade radiométrica e geométrica. Imagens disponíveis de janeiro de 2006 a maio de 2011. Informações sobre este sensor podem ser encontradas no [Quadro 2.2.2](#).

Quadro 2.2.2 - Informações adicionais para o sensor ALOS-PALSAR.

Órbita	Circular, heliosíncrona, descendente, 98.16° de inclinação, período de 98.70 minutos e altitude de 691.65 Km
Horário do Imageamento	10 h 30 min AM
Resolução Espacial	Fine: 7,0-44,0 m; 14,0-88,0 m; ScanSar: 100,0 m; Polarimétrico (Modo experimental): 24,0-89,0 m.
Resolução Radiométrica	5 bits por píxel.
Sensibilidade Espectral	Frequência: 1270 MHz (banda L)
Tamanho da Cena Básica	Fine: 40×40 a 70×70 Km, ScanSar: 250 x250 a 350×350 Km.
Largura da Faixa Imageada	Fine: 40-70 Km, ScanSar: 250-350 Km.
Capacidade de Visada Lateral	Ângulo de incidência: Fine 8°-60°, ScanSAR 18°-43°, Polarimétrico (modo experimental) 8°-30°
Estereoscopia	Não disponível para este sensor.

Fonte: Engesat

3.2 PROCESSAMENTO DOS DADOS

Todo dado obtido para este trabalho estava na sua forma bruta, necessitando então de tratamentos e processamentos para que pudessem atender as necessidades deste mapeamento.

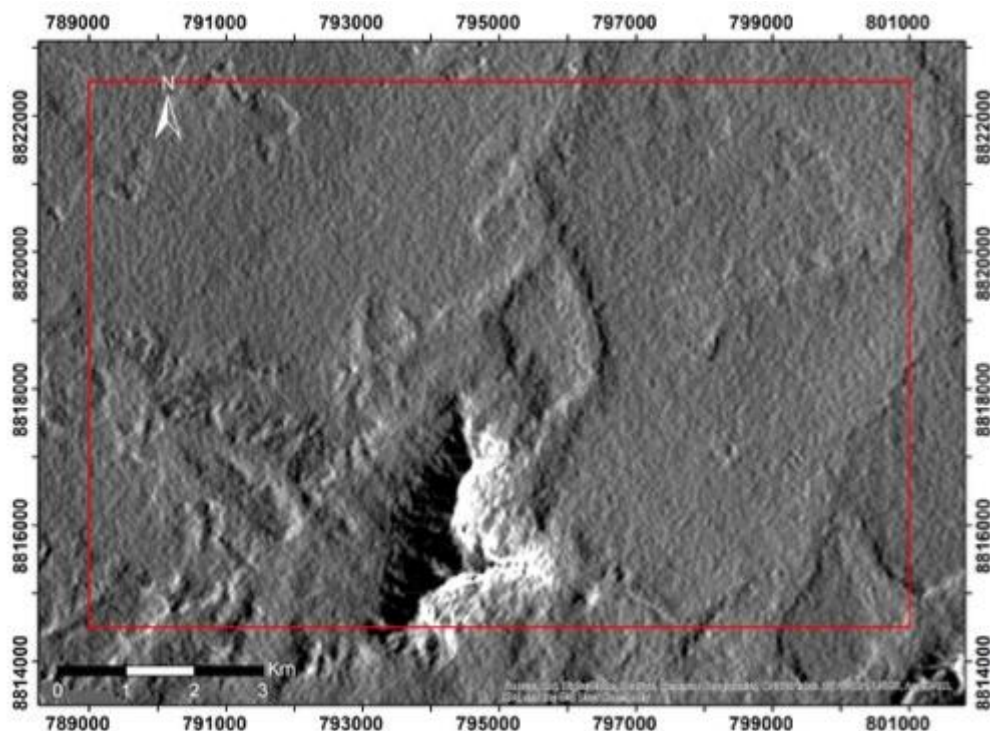
Para o tratamento e processamento dos dados obtidos pelos sensores LANDSAT 8 OLI e ALOS-PALSAR foi utilizado o software Exelis ENVI 5.3 em conjunto com o software Esri ArcMAP 10.3, também disponíveis nos laboratórios de informática do Instituto de Geociências da UnB.

3.2.1 Modelo Digital de Elevação – ALOS-PALSAR

Foi gerado um mosaico com as cenas que recobriam a região. O mosaico consiste na junção de imagens espacialmente vizinhas a fim de se obter uma única imagem compreendendo a área em sua extensão total.

Posteriormente foi aplicado o sombreamento do MDE fazendo uso da ferramenta *Topographic Modeling* (ENVI), onde são definidos dois parâmetros para a simulação da posição do sol: o ângulo de elevação e o azimuth. O ângulo de elevação varia de 0° a 90° e representa a posição do sol no céu, sendo 0 graus o mesmo se encontraria na linha o horizonte e 90° simula o sol a pino, desta forma escolheu-se uma posição intermediária de 60°. O azimuth é a posição escolhida para incidência da luz solar simulada. A técnica de sombreamento do relevo evidência estruturas de direção aproximadamente perpendicular à iluminação, ou seja, a imagem de iluminação do azimuth 30° evidencia estruturas de *trend* estrutural NW e a imagem de azimuth 300° resalta as estruturas NE. Com base na análise das direções predominante das estruturas da área de estudo, foi aplicado o sombreamento do MDE gerando um mapa de relevo sombreado (Figura 3.2.1).

Figura 3.2.1 - Mapa de relevo sombreado da subárea II.

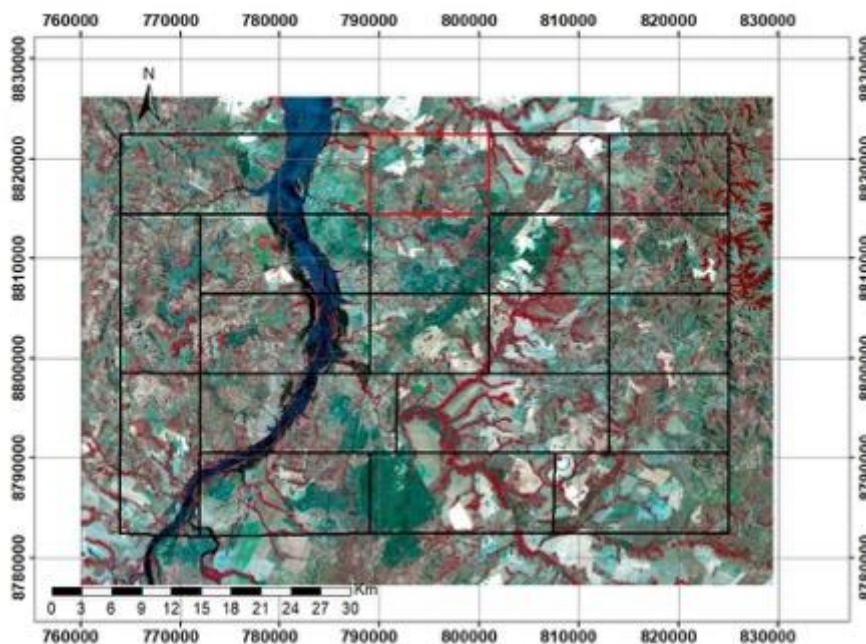


3.2.2 Landsat 8 – OLI

O processamento da imagem Landsat 8 foi feito por meio do *software* ENVI, utilizando as bandas 2 a 8 do sensor OLI que correspondem a faixa do visível até o infravermelho de ondas

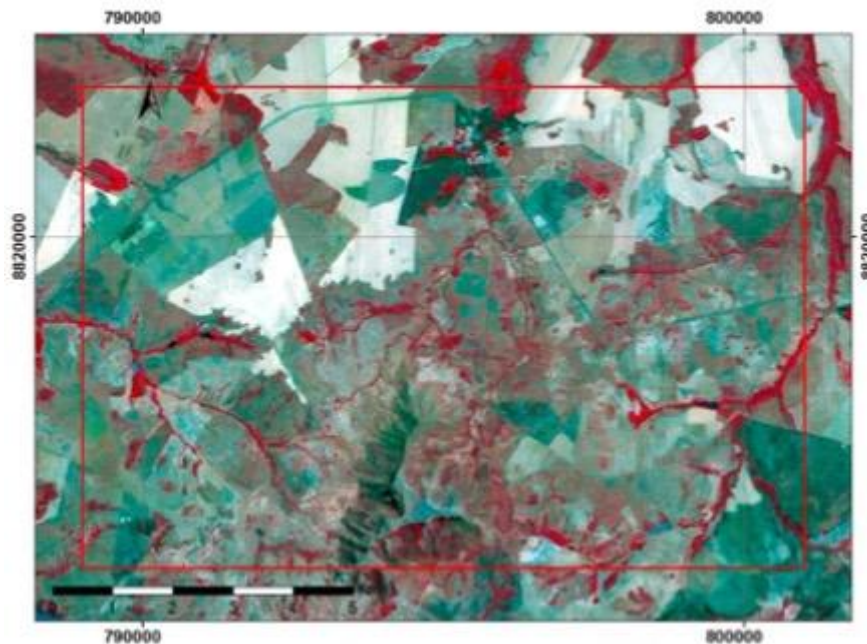
curtas. A primeira etapa de processamento consistiu no recorte da imagem com o mesmo polígono utilizado para o MDE. Em seguida realizou-se o procedimento de empilhamento das bandas 2 a 7 em um único arquivo (*Layer Stacking*) e fusão deste mesmo arquivo com a banda 8 (Pancromática), gerando o arquivo *Land-Pan* (Figura 3.2.2) de resolução espacial de 15m.

Figura 3.2.2 - Mapa com fusão Land-Pan.



A principal composição colorida utilizada nesse projeto foi a do infravermelho próximo (composição 5,4 e 3), que destaca a vegetação, e por conseguinte, as drenagens, devido à presença de matas de galeria como pode ser observado na Figura 3.2.3.

Figura 3.2.3 - Mapa utilizando infravermelho proximal.



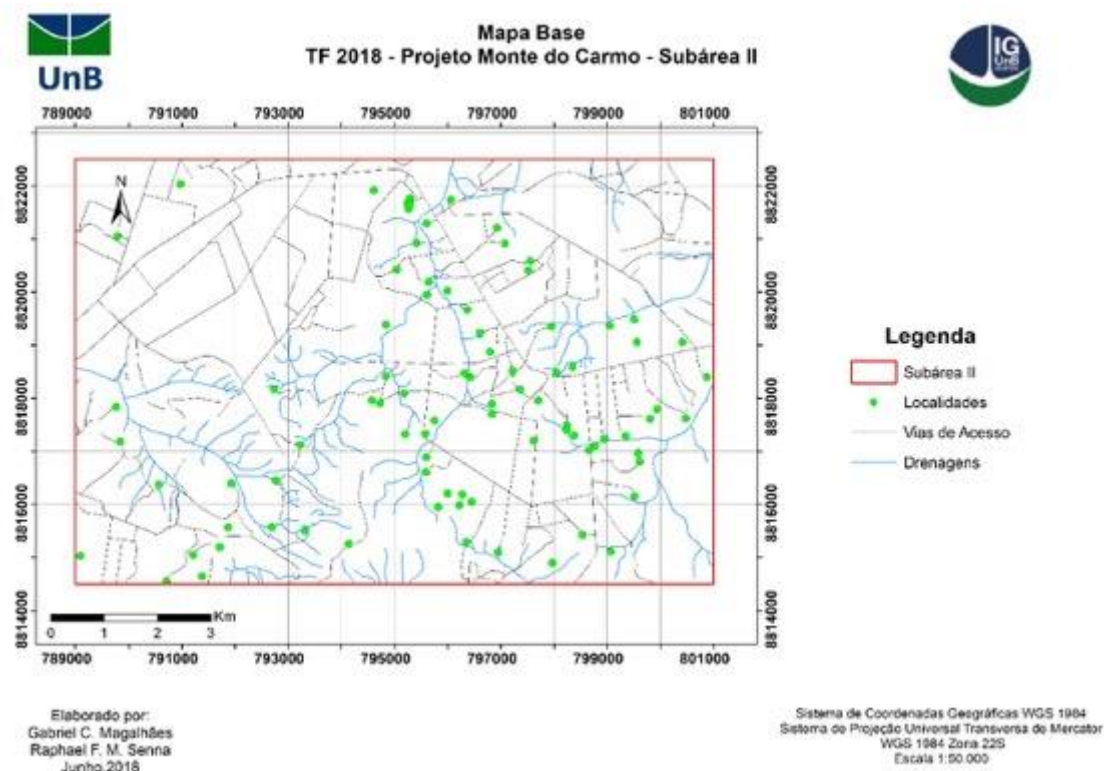
Este mapa é utilizado para destacar as drenagens da subárea II.

3.3 ANÁLISE LOCAL – SUBÁREA II

3.3.1 Mapa Base

O mapa base da subárea II (**Figura 3.3.1**) foi confeccionado por meio da interpretação das imagens de satélite e vetorização de elementos, para tal, utilizando-se do *software ArcGis 10.3*. As imagens utilizadas foram as geradas no tópico anterior (Land-Pan e Infravermelho proximal), juntamente com a imagem do *World Imagery* do próprio *ArcGIS*. Paralelamente à imagem da plataforma *Google Earth*. As imagens proporcionaram o realce das drenagens, vegetação, vias de acesso e localidades atualizadas. O mapa base possui a finalidade de localização e orientação em campo baseado em aspectos antrópicos (plantações, estradas e fazendas) e fisiográficos (drenagem, relevo e vegetação).

Figura 3.3.1 - Mapa base da subárea II.



3.3.2 Fotointerpretação

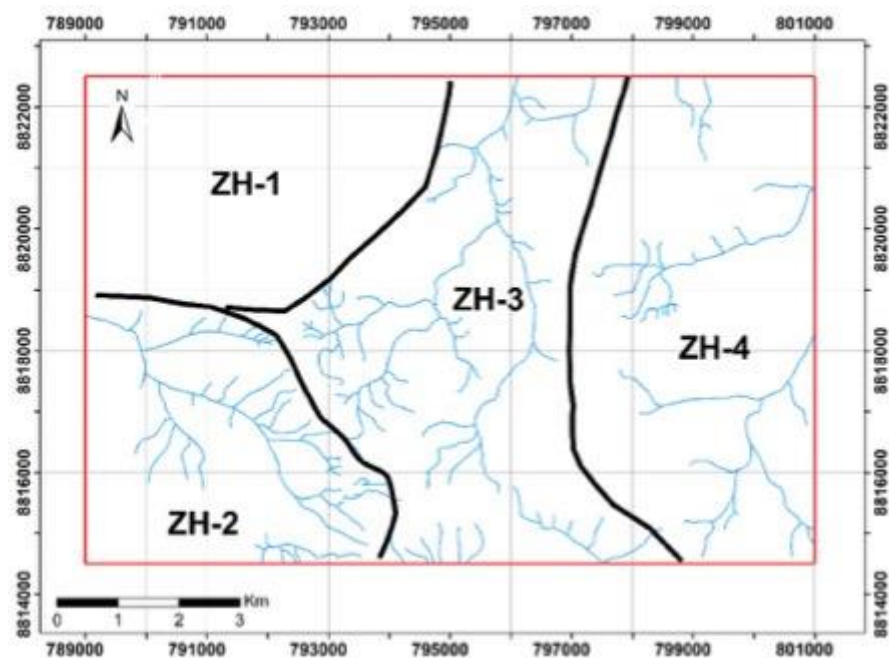
O mapa de zonas homólogas de drenagem da subárea II (Figura 3.3.2) foi elaborado a partir da análise e interpretação das imagens de satélite supracitadas. A elaboração desses mapas foi efetuada com base no método Lógico-sistemático que prevê três etapas principais para o processo de interpretação (Arcanjo 2011).

A Fotoleitura etapa caracterizada pela identificação e averiguação das principais feições registradas nas imagens de satélite e MDE com os objetos correspondentes no terreno.

A Fotoanálise, caracterizada pela extração de feições de interesse geológico diagnosticados nas imagens de satélite e no MDE (lineamentos de drenagem e relevo). Os mapas de zonas homólogas em escala 1:50.000, foram definidos a partir da análise de feições (relevo, drenagem e vegetação), caracterizando 4 zonas homólogas de drenagem (ZH-1, ZH-2, ZH-3 e ZH-4) conforme Quadro 3.3.1.

A Fotointerpretação é a etapa que garante possíveis correlações geológicas e geomorfológicas para as zonas homólogas traçadas durante a fotoanálise.

Figura 3.3.2 - Mapa de zonas homólogas de drenagem da subárea II.



Quadro 3.3.1 - Quadro das zonas homólogas dos padrões de drenagem da subárea II.

Zona	Densidade	Sinuosidade	Angularidade	Tropia	Assimetria	Formas Anômalas
ZH-1	Nula	-	-	-	-	-
ZH-2	Média	Sinuoso	Baixa	Tridirecional	Fraca	-
ZH-3	Média	Sinuoso	Baixa	Tridirecional	Fraca	-
ZH-4	Baixa	Reto	Baixa	Tridirecional	Fraca	-

4 GEOFÍSICA REGIONAL

4.1 INTRODUÇÃO

A geofísica é uma ferramenta de extrema importância no processo de mapeamento geológico, pois permite adquirir informações que poderiam não ser acessíveis durante os trabalhos de campo. Essa inacessibilidade pode ser devido a falta de afloramentos na região ou mesmo devido ao acesso limitado. Com a geofísica, pode-se obter informações acerca das rochas e seu comportamento em profundidade ou mesmo identificar estruturas. Para este trabalho foram amplamente utilizados dados de aeromagnetometria e aerogamaespectrometria em todas as etapas do projeto.

4.2 MAGNETOMETRIA

O Método da Magnetométrico baseia-se na leitura do campo magnético em uma certa região de interesse. O campo magnético medido num levantamento aeromagnético é o resultado vetorial do Campo Magnético Externo (CME), do Campo Magnético Interno (CMI) e do Campo Magnético Crustal (CMC). No mapeamento geológico, a componente de interesse refere-se ao CMC. No mapeamento geológico, a componente do campo de interesse refere-se ao CMC, pois este reflete a variação de susceptibilidade magnética das rochas. Para isolar o sinal do CMC são feitas correções de CME e CMI, variação diurna e IGRF, respectivamente. Esse sinal tem como fonte primordial os minerais magnéticos, tais como: magnetita, pirrotita e ilmenita. Esses são encontrados em maiores concentrações em rochas máficas/ultramáficas, porém, devido aos processos intempéricos, tendem a serem remobilizados e concentrados em zonas de falhas e fraturas. Isso faz com que por meio da aplicação do método aeromagnético, seja possível investigar a estruturação de uma região em profundidade.

4.3 GAMAESPECTROMETRIA

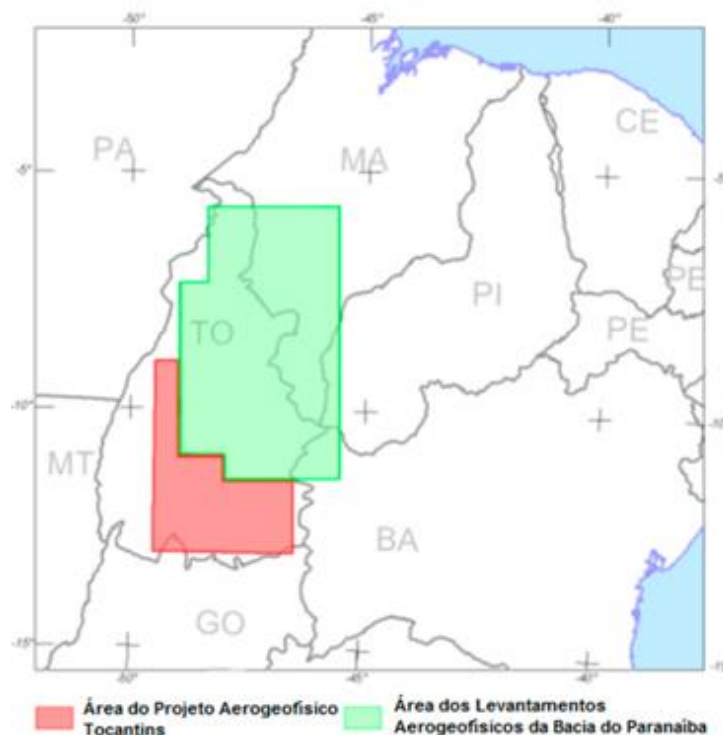
O Método Gamaespectrométrico é uma das ferramentas mais importantes do mapeamento geológico, pois resulta em uma informação direta a respeito das associações litológicas aflorantes. É largamente utilizada na prospecção mineral para a identificação de litologias devido à variação de minerais que possuem os elementos U, Th e K em sua estrutura química.

A gamaespectrometria é um método capaz de detectar a radiação gama resultante da desintegração dos elementos radioativos potássio (K40), urânio (U238), tório (Th232) e seus respectivos isótopos filhos presentes na composição da maioria das rochas (Ferreira et al. 2016; IAEA, 2003). Trata-se de um método geofísico superficial, já que mais de 90% da radiação gama emanada da superfície terrestre origina-se, aproximadamente, nos 35 cm da crosta do planeta. A quantificação da variação na proporção desses elementos, proporcionada pelos produtos derivados dos dados gamaespectrométricos, permite mapear o arcabouço aflorante em uma região, uma vez que as concentrações relativas de K, U e Th refletem a natureza composicional do substrato rochoso (Ferreira et al. 2016). Além disso, a análise do conteúdo desses radioelementos possibilita avaliar a atuação de processos intempéricos que ocorrem na superfície terrestre (Ferreira et al. 2016).

4.4 METODOLOGIA

Os dados magnetométricos e gamaespectrométricos foram obtidos através do Projeto Aerogeofísico Tocantins (código 1073), efetuado pelo Serviço Geológico do Brasil (CPRM) em cooperação com o Ministério de Minas e Energia (MME) e a Agência Nacional do Petróleo (ANP), finalizado em março de 2010. A **Figura 4.4.1** mostra a área de cobertura de ambos os projetos.

Figura 4.4.1 - Localização dos dois projetos aerogeofísicos utilizados.



Fonte: relatório do projeto Levantamentos Geofísicos da Bacia do Parnaíba

No Projeto Aerogeofísico Tocantins (**Quadro 4.4.1**) utilizaram métodos aeromagnetométricos e gamaespectrométricos de alta resolução, com auxílio de duas aeronaves Cessna, modelo C-208 B Caravan (**Figura 4.4.2**) na etapa de levantamento, executado pela empresa AeroGeoPhysica Latino América (AGP-LA). As aeronaves foram equipadas com um aeromagnetômetro SCINTREX, modelo CS-3, e um gamaespectrômetro PicoEnvirotec – GRS410 de 512 canais. A área total do levantamento é de aproximadamente 75.872 Km², que equivale à parte sul do estado do Tocantins. As linhas de voo foram realizadas seguindo a direção N-S, dificultando os destaques das estruturas com essa direção, espaçamento de 500 m, e linhas de controle com espaçamento médio de 10 Km, seguindo a direção E-W. A velocidade de voo foi de 270 Km/h, com altura fixada em 100 m e intervalos de amostragem magnetométrica de 7,8m e radiométrica de 78m.

Quadro 4.4.1 - Características do levantamento geofísico do Projeto Aerogeofísico do Tocantins.

Projeto Aerogeofísico do Tocantins	
Área Coberta	75.872 Km ²
Direção Linhas de Voo	N-S
Espaçamento Linhas de Voo	500m
Direção Linhas de Controle	E-W
Espaçamento Linhas de Controle	10Km
Velocidade de Voo	270Km/h
Altura de Voo	100m
Intervalo Amostragem MAG	7,8m
Intervalo Amostragem GAMA	78m

Figura 4.4.2 - Aeronave Aero Cessna 208 B Grand Caravan adaptado com Gradiômetro Magnético Triaxial Moderno.



O Projeto PRNW ([Quadro 4.4.2](#)) também foi realizado com o auxílio de duas aeronaves Cessna, modelo C-208 B Caravan, sendo estas equipadas com um magnetômetro SCINTREX modelo CS-3, gamaespectrômetro PicoEnvirotec e sistema de navegação GPS, com receptor Javad Euro GD de dupla frequência e 12 canais. As linhas de voo foram realizadas com espaçamento de 500 m e direção N-S, por esse motivo as estruturas desta direção não possuem destaque, as linhas de controle de 4 Km na direção E-W. A altura de voo foi fixada em 100m, com uma velocidade média de 270 Km/h. O intervalo entre medições magnéticas consecutivas

foi de até 0,01s, enquanto o de medições gamaespectrométricas foi fixado em 1,0 s. Gerando uma cobertura de aproximadamente 240.000 Km², correspondente à porção sudoeste da Bacia do Parnaíba.

Quadro 4.4.2 - Características do levantamento geofísico do Projeto Levantamentos Geofísicos da Bacia do Parnaíba (PRNW).

Projeto Levantamentos Geofísicos da Bacia do Parnaíba (PRNW)	
Área Coberta	240.000 Km ²
Direção Linhas de Voo	N-S
Espaçamento Linhas de Voo	500m
Direção Linhas de Controle	E-W
Espaçamento Linhas de Controle	4Km
Velocidade de Voo	270Km/h
Altura de Voo	100m
Intervalo Amostragem MAG	0,01s
Intervalo Amostragem GAMA	1,0s

4.5 PROCESSAMENTO DE DADOS

O processamento de dados foi realizado pela Dra. Roberta Vidotti, docente do instituto de geociências da Universidade de Brasília. Para tal, o *software* utilizado foi o *Geosoft Oasis Montaj* 8.3.3. Seguindo a rotina de processamento detalhada nos fluxogramas abaixo (Figuras 4.5.1 e 4.5.2).

4.5.1 Método Magnetométrico

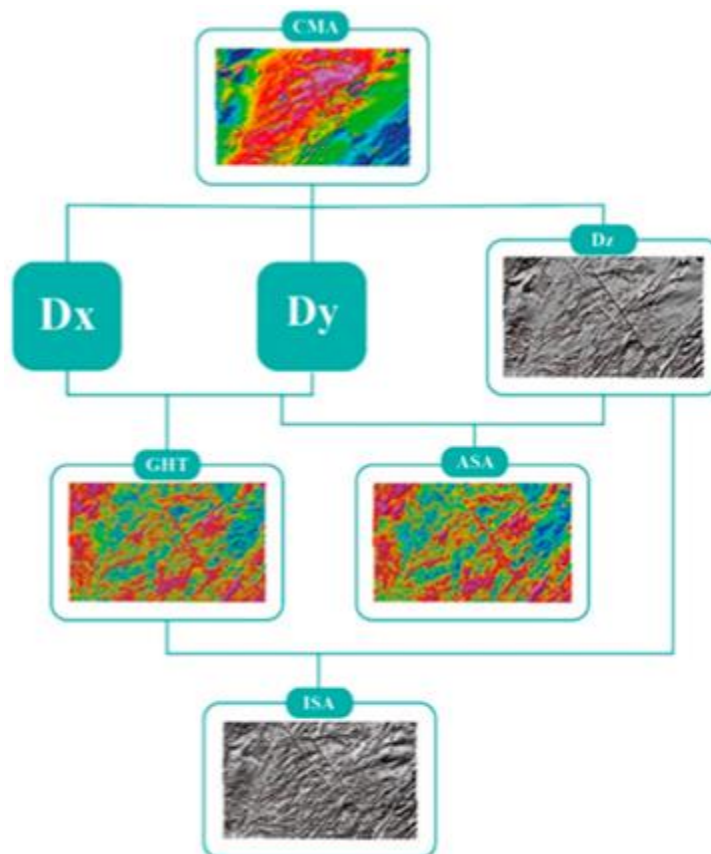
- **Derivada Vertical (Dz):** Filtro que amplifica a informação dos comprimentos de ondas curtos em detrimento dos comprimentos de ondas longos, acentuando assim os gradientes nas bordas de corpos magnéticos mais superficiais.

- **Amplitude do Gradiente Horizontal Total (AGHT):** Obtido através da raiz quadrada da soma dos quadrados de dx e dy , mostram picos superiores aos limites das fontes causadoras de anomalias e pode indicar mudanças laterais abruptas de propriedades físicas.

- **Amplitude do Sinal Analítico (ASA):** obtido através da raiz quadrada da soma dos quadrados de dx , dy e dz , é importante na definição de parâmetros geométricos, como limites geológicos e profundidade dos corpos.

- **Inclinação do Sinal Analítico (ISA):** Também conhecido como Tilt, é obtido a partir do AGHT e da derivada vertical (dz), é muito utilizado na estimativa do mergulho da fonte causadora e na determinação de corpos mais profundos.

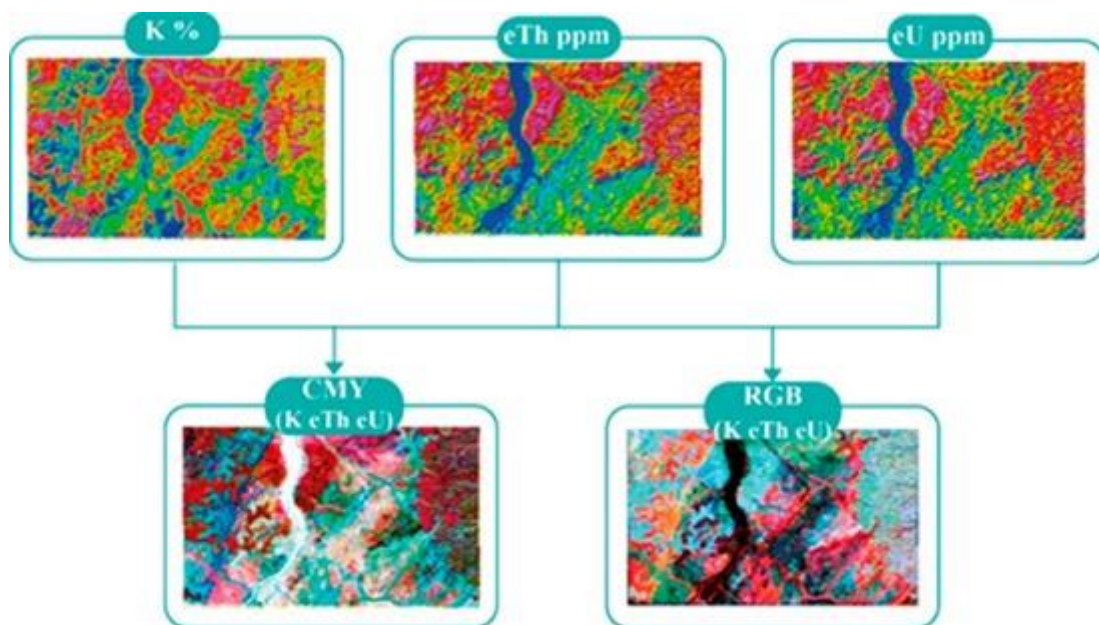
Figura 4.5.1 - Fluxograma do processamento de dados aeromagnetométricos.



4.5.2 Método Gamaespectrométrico

- **Contagem Total de Potássio (K):** Contagem total de potássio, dada em valor percentual.
- **Estimativa de Tório (eTh):** Contagem total de equivalente de tório em ppm.
- **Estimativa de Urânio (eU):** Contagem total de equivalente de urânio em ppm.
- **Razão Urânio-Tório (eUeTh):** Razão entre os elementos Urânio e Tório.
- **Razão Urânio-Potássio (eUK):** Razão entre os elementos Urânio e Potássio.
- **Contagem Total (CT):** Contagem total, com somatório dos isótopos dos três elementos, dada em porcentagem.
- **RGB:** Combinação ternária entre K, eTh e eU, dada nas cores vermelho, verde e azul, respectivamente.
- **CMY:** Combinação ternária entre K, eTh e eU, nas cores ciano, magenta e amarelo, respectivamente.

Figura 4.5.2 - Fluxograma do processamento de dados aerogamaespectrométricos.



5 GEOFÍSICA DO PROJETO MONTE DO CARMO

5.1 MAGNETOMETRIA

Os lineamentos definidos a partir dos produtos geofísicos são capazes de nos fornecer importantes informações a respeito da concentração e/ou tipo da mineralogia magnética, as feições estruturais (a partir de grandes feições lineares) e do arcabouço estrutural regional. Desta forma, este produto auxilia na identificação das principais falhas, as grandes zonas de cisalhamentos (rúpteis, rúpteis-dúcteis e dúcteis) e os grandes dobramentos e sua cinemática regional.

No Projeto Monte do Carmo (PMC) foi feita uma análise dos produtos da aeromagnetometria da seguinte forma:

- I.** Delimitação dos grandes lineamentos estruturais a partir dos produtos do TILT e 1Dz (Primeira derivada vertical) com posterior divisão dos domínios estruturais marcados preferencialmente pela direção de seus lineamentos. O principal objetivo dessa análise foi auxiliar o entendimento do arcabouço estrutural e comparação com a resposta em superfície dos corpos rochosos da região.
- II.** Delimitação de lineamentos menores com o auxílio dos produtos do Sinal Analítico 3D (SA3D) junto com a 1Dz com a divisão dos domínios a partir da composição dos minerais magnéticos. O principal objetivo dessa análise foi separar os domínios baseando-se na assinatura magnética, a partir da amplitude do sinal analítico dos seus lineamentos menores, a fim de comparar com os afloramentos em superfície e com o fechamento de contatos.

Domínios magnético-estruturais

A partir dos produtos da aeromagnetometria disponíveis para a região do Projeto Monte do Carmo (PMC), foi possível a divisão da área em seis domínios estruturais distintos com base no padrão e orientação dos lineamentos (**Figura 5.1.1**).

O domínio I está a noroeste das áreas do PMC, fora da área do mapeamento. Esse domínio é caracterizado principalmente por lineamentos de direção N-NE.

O domínio II encontra-se no setor oeste do PMC, alcançando apenas uma parte das áreas 1 e 5. Esse domínio é caracterizado por lineamentos orientados predominantemente na direção E-W, na porção sul, se que migram para NE para norte com algumas feições alíneas NW de menor expressão.

O domínio III intercepta a metade oeste das áreas do PMC. É limitado por duas falhas transcorrentes de cinemática sinistral, a leste e a oeste, com direção NE, formando uma grande zona de cisalhamento. Esse domínio é caracterizado por lineamentos longos e contínuos

delimitando sigmoides quilométricos. Na porção sul, os lineamentos possuem uma direção predominante E-W e tendem à direção NE na parte central, retornando para E-W na porção norte. Também estão presentes alguns lineamentos de direção NW, relacionadas a falhas e fraturas antitéticas da zona de cisalhamento.

O domínio IV abrange as áreas do extremo nordeste do PMC. Nesse domínio os lineamentos possuem uma direção predominantemente NE, como sigmoides discretos de cinemática sinistral, chegando até 10 km de comprimento.

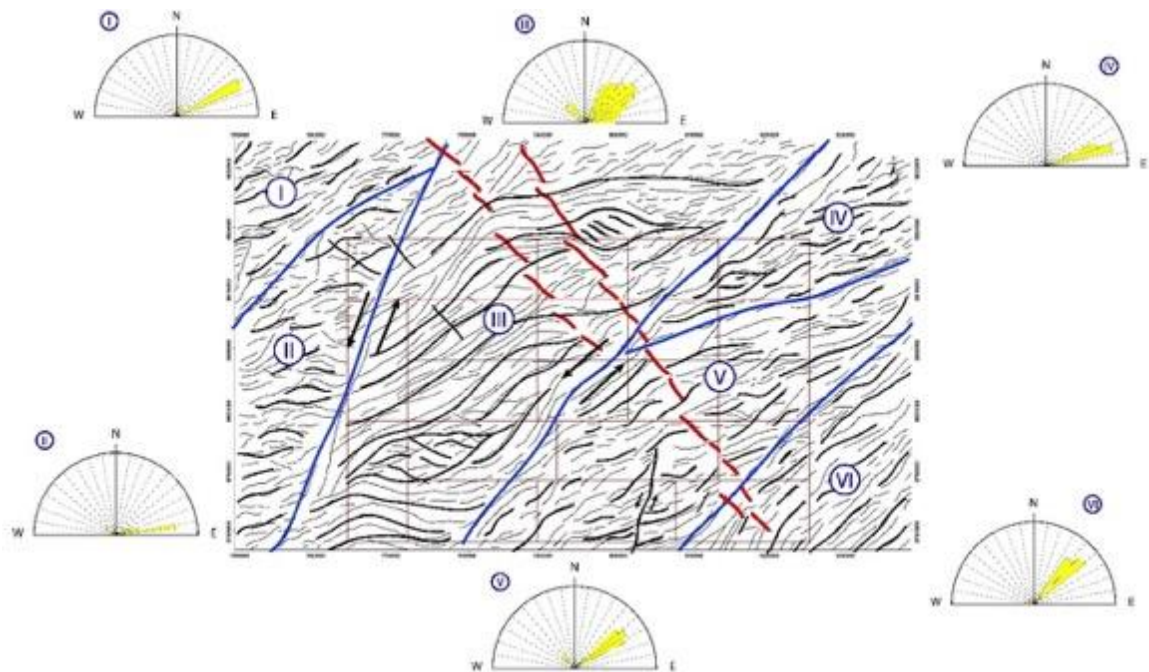
O domínio V intercepta a metade leste das áreas do projeto. Nele os lineamentos ocorrem predominantemente com direção NE com outros de menor expressão NW. Nesse domínio também foi possível inferir uma falha transcorrente N-S na porção sul.

O domínio VI compreende as áreas do extremo sudoeste do projeto e é caracterizado por lineamentos de direção NE bem delimitados.

Portanto, de forma geral, a direção predominante de estruturação dos domínios é NE, como algumas porções E-W e N-S relacionadas às curvas dos sigmoides que exibem uma cinemática predominantemente sinistral. Na porção central da área do PMC, diques de diabásio estão encaixados nesses lineamentos NW, cortando toda a área de NW para SE.

Dessa forma, foi gerado o mapa dos lineamentos estruturais interpretadas da área do Projeto Monte do Carmo através de produtos de aeromagnetometria (TILT, 1DV e Gradiente Horizontal Total -GHT) mostrado a seguir.

Figura 5.1.1 - Mapa dos lineamentos estruturais interpretadas da área do Projeto Monte do Carmo.



Mapa interpretado através de produtos de aeromagnetometria (TILT, 1DV e GHT). As linhas azuis delimitam os 6 domínios, nomeados por algarismos romanos. As linhas pretas destacam os principais lineamentos. As linhas vermelhas sinalizam os diques de diabásio. Ao redor da imagem podem ser observadas as rosetamos, mostrando as direções preferenciais dos lineamentos de cada domínio.

Foram gerados também mapas com domínios magnetométricos (Fig.5.1.2 e 5.1.3) baseado na composição magnética, a partir dos produtos da 1Dz juntamente com o SA3D, dividido em 11 domínios magnéticos que estão sintetizados no Quadro 5.1.1.

Figura 5.1.2 - Mapa de domínios magnéticos SA3D.

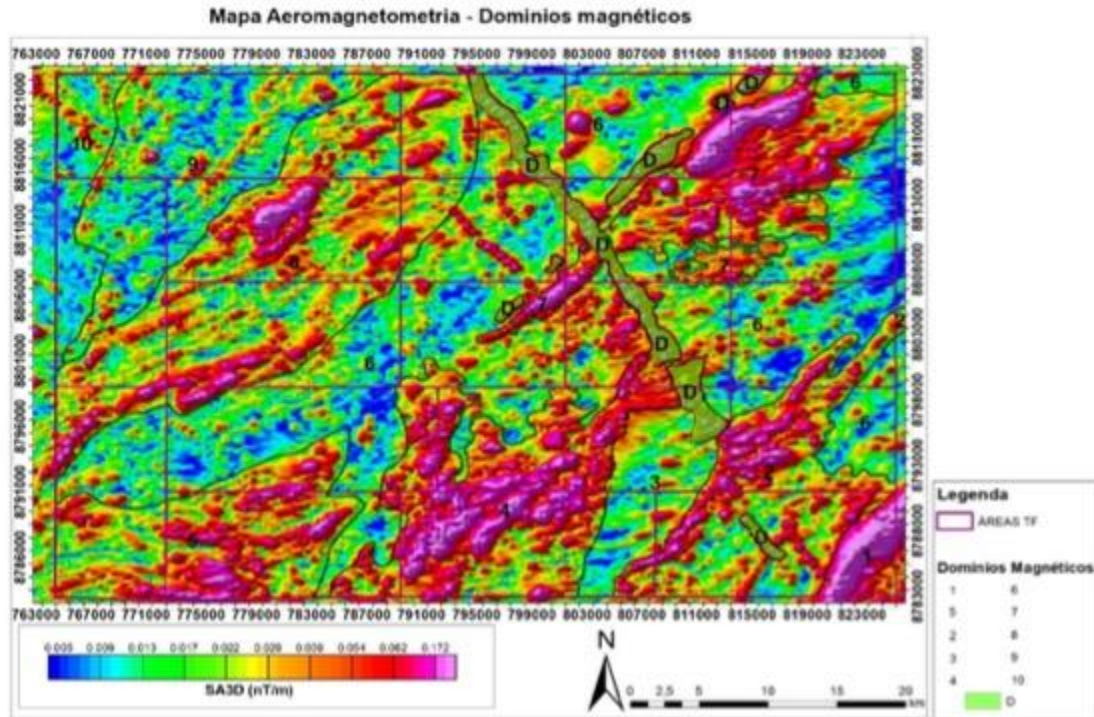
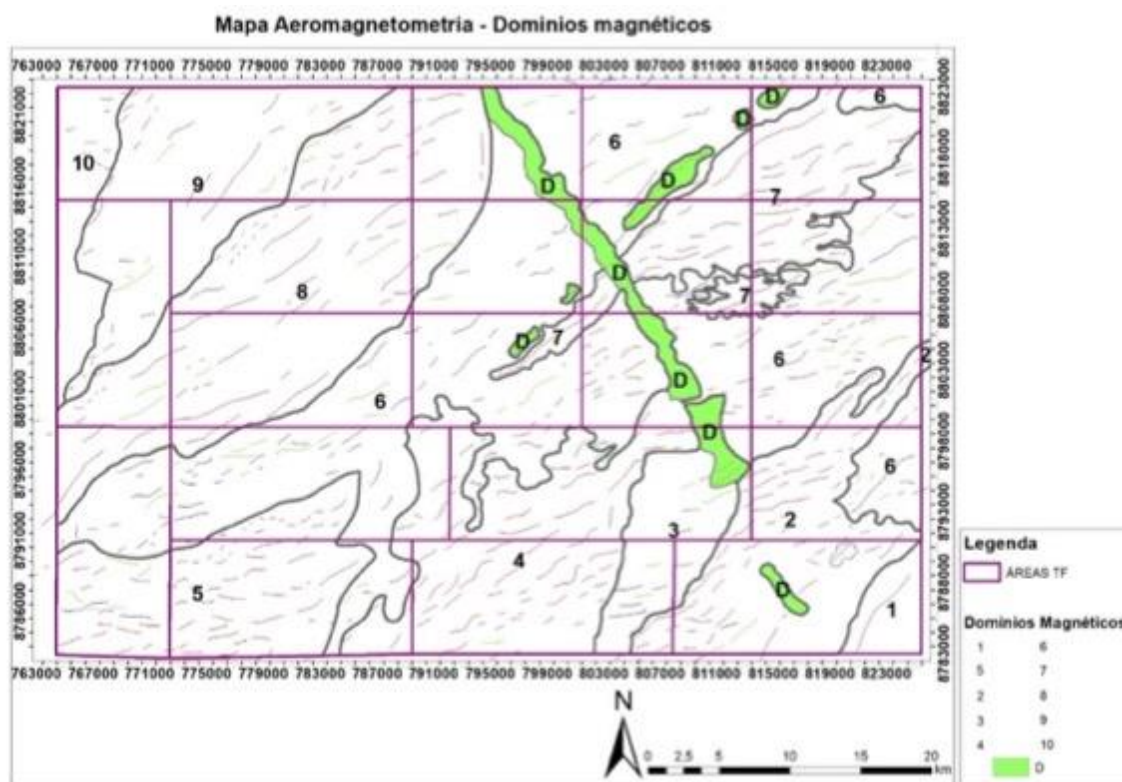


Figura 5.1.3 - Mapa de domínios com amplitude de sinais analíticos.



O quadro a seguir descreve as principais características dos 11 domínios delimitado com base na assinatura magnética.

Quadro 5.1.1 - Características dos principais domínios com base na assinatura magnética.

DOMÍNIO	DESCRIÇÃO
1	Domínio marcado por uma amplitude muito alta, homogêneo, com valores de 0,172 nT/m. O alinhamento preferencial é N45E.
2	Domínio marcado por uma amplitude alta a muito alta, com valores que variam de 0,082 a 0,172 nT/m, não homogêneos, com sinal enfraquecendo na porção sudeste do domínio. O domínio também é definido por um <i>trend</i> NE forte de alta amplitude com uma tendência sigmoidal.
3	Domínio com uma amplitude baixa, que varia a média em eventuais locais do domínio, apresentando um <i>trend</i> NS bem marcado que divide o domínio na porção Leste. A amplitude tem sinal entre 0,005 e 0,013 nT/m. Alguns locais possuem uma amplitude alta com <i>trend</i> EW.
4	Anomalia magnética sigmoidal, com um <i>trend</i> preferencial NE dos lineamentos de alta intensidade. Homogêneo, apresenta um sinal entre 0,082 a 0,172 nT/m.
5	Domínio magnético de intensidade alta. Padrão dos lineamentos de alta e baixa intensidade seguindo um <i>trend</i> EW e curvando para NE. O sinal possui uma variação na sua intensidade que varia de Leste a Oeste. Na parte Leste, o domínio possui intensidade baixa, 0,017 a 0,022 nT/m. Na porção centro-leste, o domínio apresenta uma amplitude de 0,082 nT/m que varia até 0,172 nT/m.
6	Domínio de baixa intensidade, marcada por uma estruturação NE dos lineamentos de baixa amplitude. Eventuais corpos de intensidade estão presentes no domínio, os lineamentos se apresentam como pequenos sigmóides. A intensidade é 0,005 a 0,013 nT/m.
7	Domínio de alta intensidade (0,172 nT/m), estruturalmente marcado pelo <i>trend</i> NE. Os lineamentos são exclusivamente de alta intensidade fortemente marcados, em domínios centrais o valor do sinal diminui para 0,082 nT/m, porém ainda é alto.
8	Domínio sigmoidal, muito bem marcado. Os lineamentos também são sigmoidais, tanto de alta quanto baixa intensidade. O sinal não é tão forte, e ele não é tão homogêneo quanto os demais. O sinal na parte mais alta é em essência 0,082 nT/m, mas possui valores de 0,039 nT/m e 0,005 nT/m.
9	Domínio de baixa intensidade, marcados por lineamentos sigmoidais de baixa amplitude. Existem eventuais lineamentos de alta intensidade. No geral o sinal é fraco de 0,005 nT/m, porém corpos alinhados são muito definidos com estruturação NE.
10	O domínio é marcado pelo aumento no sinal e pelo <i>trend</i> NW tanto dos lineamentos de alta quanto baixa intensidade. O sinal é muito fraco (0,005 nT/m).
D	São grandes corpos alinhados segundo os <i>trends</i> NE e NW de alta intensidade, com valores médios de 0,082 nT/m.

A partir da análise dos dados acima, foi feita uma inferência:

- A geofísica uma forte estruturação com *trend* principal NE, além de diferenças na amplitude do sinal e também estruturas menores com formatos sigmoidais. As duas grandes são grandes zonas de cisalhamentos com cinemática sinistral, com sigmóides dentro dessas zonas de cisalhamento, reforçando esse cisalhamento.
- Os dados propõem duas gerações de diques, uma NE e outra NW, que são correlacionadas a nível de afloramento.
- Existe uma pequena correlação entre a estruturação extraído da magnetometria e das lineações extraídas do MDE (modelo digital de elevação).
- As grandes variações da amplitude do sinal analítico estão associadas juntamente com variações litológicas, onde a amplitude do sinal aumenta drasticamente, temos corpos MUM (máficos-ultramáficos), onde a amplitude se apresenta com um alto a moderado,

temos rochas félsicas com minerais magnéticos associados, gnaisses tonalíticos com ilmenita como mineral acessório, e quando a amplitude é muito baixa ou baixa, temos rochas com nenhum mineral magnético associado em sua assembleia, quartizitos, e rochas sedimentares da bacia, por exemplo.

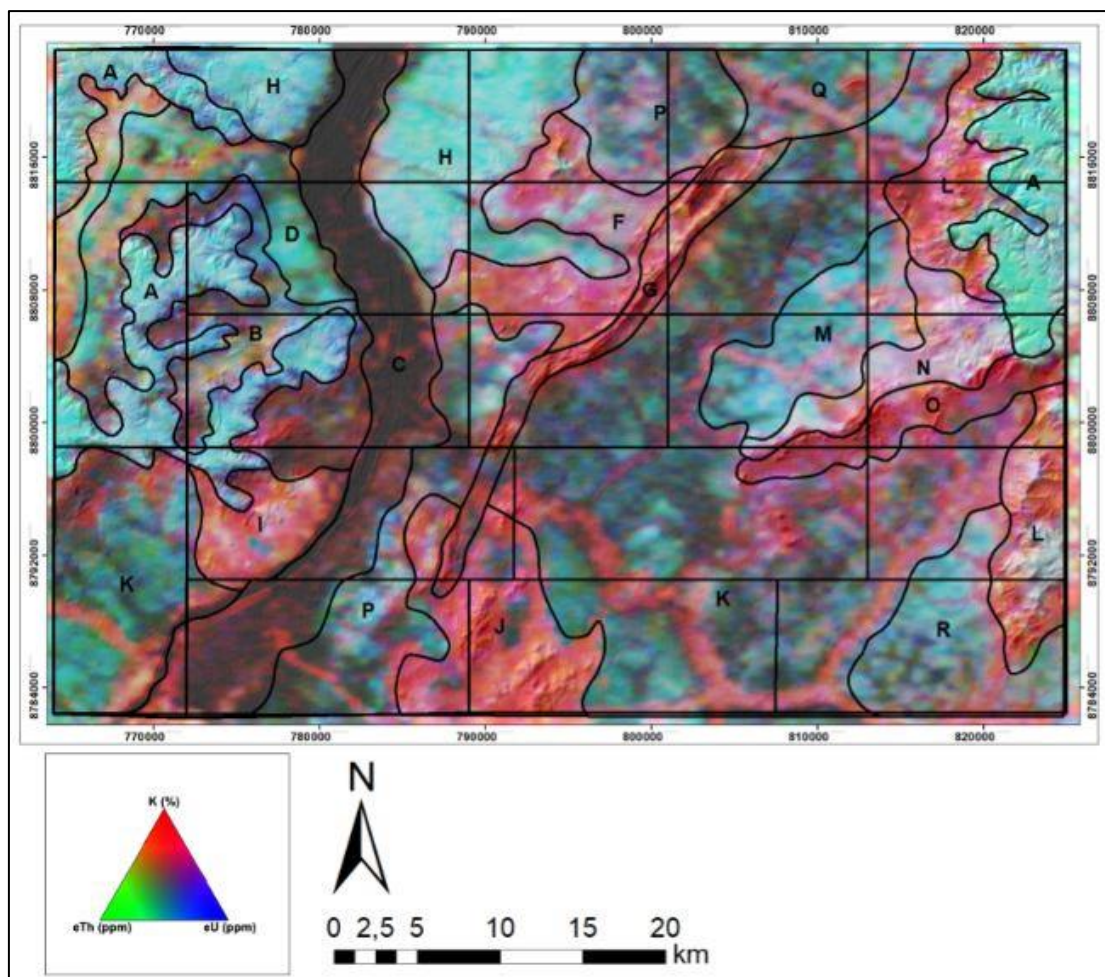
- A análise sugere uma estruturação N-S que colocam rochas com alta amplitude magnética e baixa amplitude magnética lado a lado, indicando um grande falhamento.

Os domínios magnéticos indicam um grande contraste entre rochas de composição magnéticas de outras com menos composição, a partir da susceptibilidade magnética de sua composição mineral, porém não é o método mais adequado para traçar contatos regionais, sendo melhor indicado para o arcabouço estrutural, definindo as principais zonas de cisalhamentos e falhas.

5.2 GAMAESPECTROMETRIA

O produto principal utilizado para a interpretação e delimitação de domínios gamaespectrométricos foi a composição ternária RGB (**Figura 5.2.1**), resumindo-se na divisão de regiões que apresentam respostas distintas para os radio elementos quantificados durante a aquisição do dado. Abaixo encontram-se o mapa de domínios e o **Quadro 5.2.1** com suas principais características.

Figura 5.2.1 - Domínios gamaespectométricos da área do projeto Monte do Carmo.



Domínios delimitados a partir da composição ternária RGB e modelo digital de elevação (MDE) ao fundo.

Quadro 5.2.1 - Descrição das principais características dos domínios gamaespectométricos do Projeto Monte do Carmo.

DOMÍNIO	RGB	eU	K	eTh	INTERPRETAÇÃO
A	Branco e ciano	Muito alto	Baixo	Muito alto	Domínio de relevo plano, apresentando contatos anastomosados com outros domínios. A alta concentração de eTh e eU está relacionada à presença de crosta laterítica e aos sedimentos da Bacia do Parnaíba. Grande parte da ocupação do solo é destinada à atividade agrícola.

DOMÍNIO	RGB	eU	K	eTh	INTERPRETAÇÃO
B	Preto, Azul e Vermelho	Baixo	Baixo-Moderado	Baixo	Ocorre na porção leste da área, encaixado com os sedimentos da Bacia do Parnaíba. O relevo é plano a suavemente ondulado e a resposta gamaespectométrica é relativamente baixa em todos os canais, com pequeno destaque para o K.
C	Preto	Baixo	Baixo	Baixo	Esse domínio representa o Rio Tocantins e sua planície de inundação. Possui como característica baixa concentração nos três canais e coloração preta no produto RGB.
D	Verde Azulado	Baixo	Baixo	Moderado	Apresenta relevo plano e resposta verde azulada no produto RGB. O canal de eTh se destaca em relação aos eU e K.
E	Vermelho Amarelado	Baixo-Moderado	Muito alto	Alto	Bordeado pelos sedimentos da Bacia do Parnaíba e pelo domínio D, essa região destaca-se das suas redondezas por apresentar alto K, eTh e moderado a baixo eU. O relevo é plano e sua respoata no RGB apresenta tons de vermelho amarelado.
F	Vermelho Rosado	Moderado	Alto	Baixo	Relevo suave a ondulado, formando corpos levemente circulares e alongados. Esse domínio apresenta alta concentração em K.
G	Vermelho	Baixo	Moderado-Alto	Muito Baixo	Esse domínio é caracterizado por uma serra de relevo acentuado e direção NE. Representa a sequência vulcanossedimentar Monte do Carmo.
H	Ciano	Muito alto	Baixo	Muito alto	Domínio próximo ao Rio Tocantins, de relevo plano e caracterizado por forte cor de ciano na composição RGB. Os valores de eU e eTh são expressivamente mais altos que o de K. Provavelmente trata-se de uma área onde predominam os processos intempericos e com ausência de afloramentos.
I	Vermelho e Branco	Baixo	Muito alto	Baixo	Relevo plano a suave ondulado, com formato circular. Esse domínio apresenta alta concentração de K em relação aos outros canais e provavelmente representa os granitos da unidade Aroeiras
J	Vermelho	Baixo	Muito alto	Baixo	Esse domínio, de relevo suave a forte ondulado e formato circular, está relacionado à presença da intrusão granítica pertencente a Suíte Ipueiras. O alto K está ligado à composição dos granitos, que apresentam feldspato potássico
K	Verde Musgo	Baixo	Moderado-Baixo	Baixo	Extenso domínio de relevo plano, ele é caracterizado pelo tom de verde musgo na composição RGB e pelos valores baixos nos três canais.

DOMÍNIO	RGB	eU	K	eTh	INTERPRETAÇÃO
L	Vermelho	Moderado	Muito alto	Moderado	Relevo forte ondulado, a resposta alta no canal do potássio provem da acumulação na rede de drenagem devido a sua mobilidade. Apresenta como fonte argilominerais provenientes do intemperismo de folhelhos da Formação Pimenteiras da Bacia do Parnaíba.
M	Ciano	Alta	Baixo	Alto	Domínio de relevo plano e contato anastomosado com os outros domínios. A cor ciano (valores altos de eU e eTh e baixo K) reflete ausência de afloramentos.
N	Branco e Vermelho	Moderado-Alto	Moderado-Alto	Alto	Apresenta contato anastomosado com os outros domínios e orientação NE. Relevo ondulado. Se destaca pela cor branco-avermelhada e valores altos de Eu, K e ETh. Pode estar relacionado aos granitos da Suíte Ipueiras.
O	Vermelho	Baixo	Alto	Moderado-Baixo	Faz contato com o domínio N e segue a mesma orientação NE. O relevo é ondulado. Os valores de K ressaltam em relação aos outros elementos. Pode estar relacionado aos quartzitos da Formação Monte do Carmo.
P	Ciano - Preto	Moderado	Baixo	Moderado	Domínio de relevo plano, apresentando tons de ciano e contato com a planície de inundação do Rio Tocantins e domínio delimitado pelo granito da Suíte Ipueiras. Esse domínio está provavelmente associado à ausência de afloramentos e/ou presença de laterito.
Q	Verde	Moderado	Baixo	Moderado	Relevo plano e baixo valor de K e moderado de eU e eTh. Pode estar associado a ausência de afloramento e/ou presença de laterito.
R	Ciano	Moderado	Baixo	Moderado	Domínio apresenta relevo plano e baixo K em relação ao eU e eTh. Pode estar associado a ausência de afloramento e/ou presença de laterito.

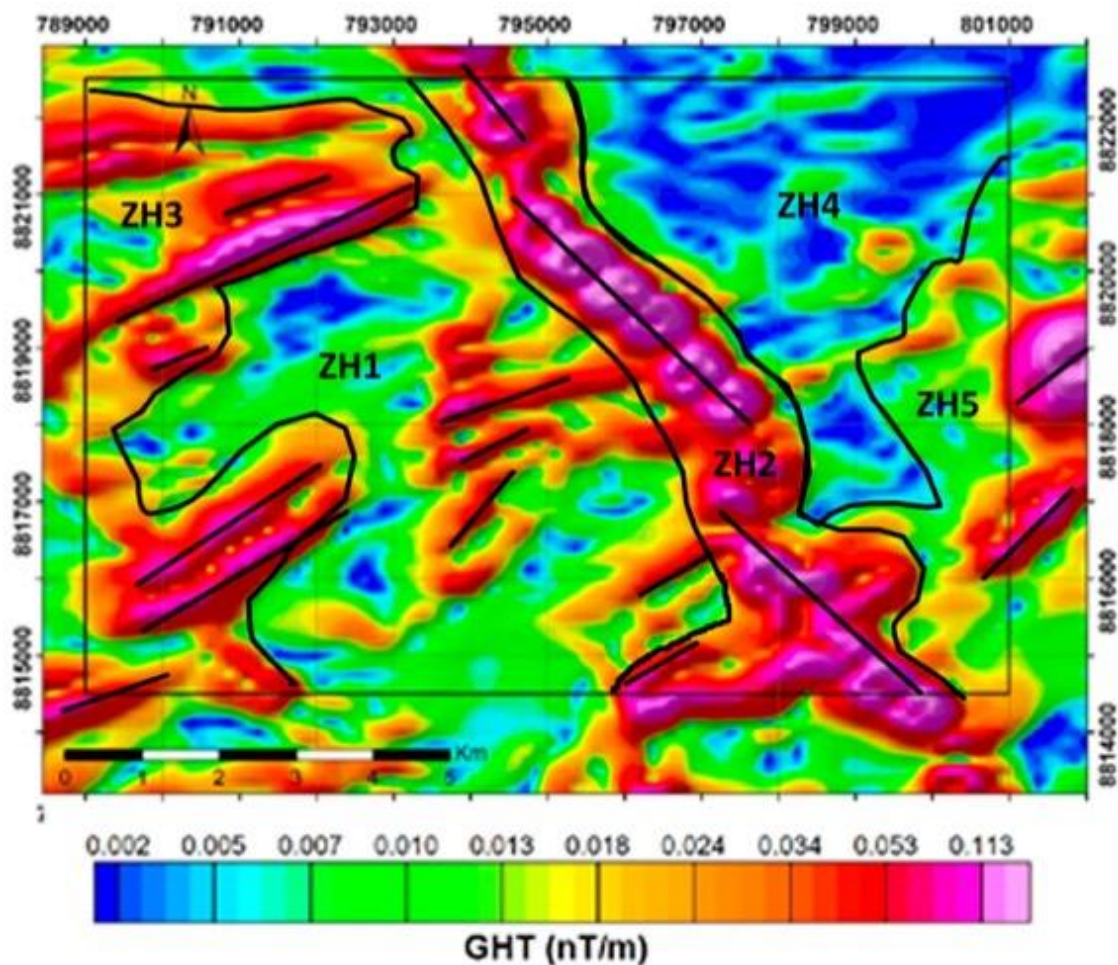
6 GEOFÍSICA DA SUBÁREA II

6.1 MAGNETOMETRIA

Os produtos que foram utilizados com mais expressividade para o auxílio nas interpretações e confecção do mapa geológico neste relatório foram: Amplitude do Gradiente Horizontal Total (AGHT), utilizado para o reconhecimento das principais estruturas magnéticas e a Inclinação do Sinal Analítico (ISA/*Tilt*) utilizado para identificação de lineamentos e corpos mais profundos.

As principais estruturas magnéticas e os principais lineamentos magnéticos podem ser observados na [Figura 6.1.1](#), onde são observados corpos seguindo a direção SE-NW com mais expressão e algumas pequenas feições com direção SW-NE. Na mesma figura, estão definidas zonas homólogas que estão descritas no [Quadro 6.1.1](#).

Figura 6.1.1 - Mapa de zonas homólogas AGHT da Área II.



Quadro 6.1.1 – Quadro de zonas homólogas de magnetometria da subárea II.

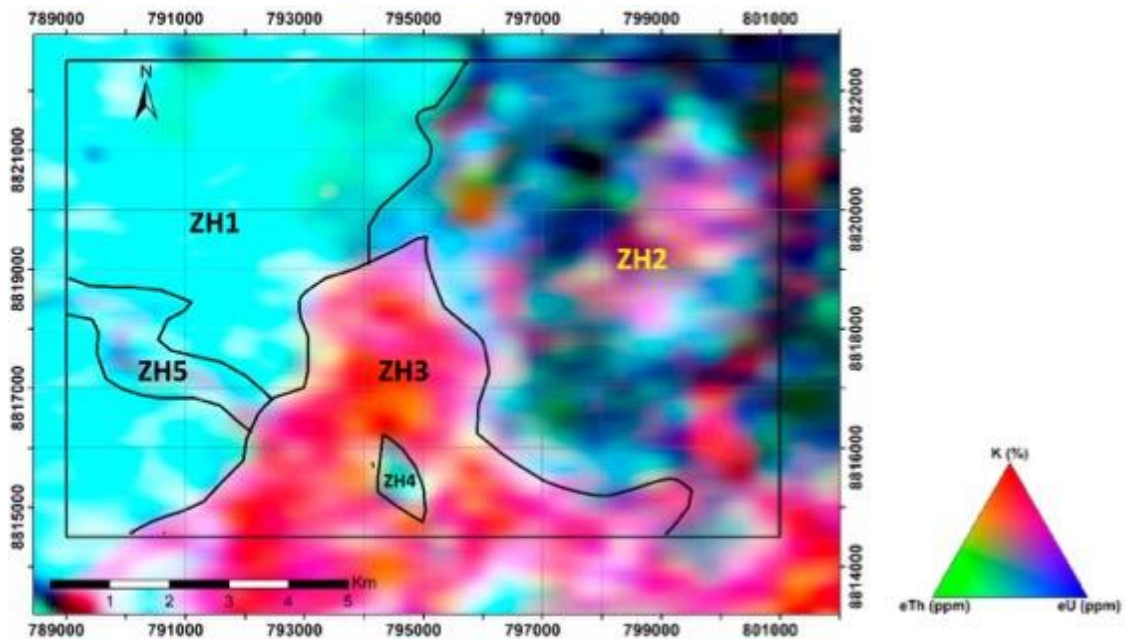
Zona Homóloga	Descrição
ZH1	Zona caracterizada por uma coloração mais verde, indicando baixa resposta magnética. Há presença de alguns corpos de intensidade média (alaranjados) com direção SW-NE.
ZH2	Zona caracterizada por anomalia de alta intensidade de cor rosa, orientada segundo a direção SE-NW.
ZH3	Zona caracterizada pela cor laranja-avermelhada indicando respostas intermediárias a susceptibilidade magnética. Presença de alguns corpos com mais alta resposta (vermelho-rosa) orientados sentido SW-NE.
ZH4	Zona caracterizada pela predominância de cor azul indicando resposta muito baixa ao método magnético.
ZH5	Zona caracterizada por uma coloração mais verde, indicando baixa resposta magnética. Há presença de alguns corpos de intensidade média (alaranjados) com direção SW-NE.

6.2 GAMAESPECTROMETRIA

Os produtos mais utilizados para interpretação gamaespectrométricas foram o mapa de composição ternária RGB, o mapa de contagem de potássio e os mapas de estimativa de tório e razão tório/potássio. Os mapas contendo o radioelemento tório foram utilizados para a delimitação dos domínios lateríticos devido a alta resposta que este litotipo apresenta ao método.

Com o mapa de composição ternária RGB, foi possível dividir a área em 5 domínios iniciais baseados na concentração de cada radioelemento representadas através das mudanças de coloração do mapa (**Figura 6.2.1**). No mesmo mapa, estão definidas zonas homólogas que estão descritas no **Quadro 6.2.1**.

Figura 6.2.1 - Mapa de zonas homólogas RGB da subárea II.



Quadro 6.2.1 - Quadro de zonas homólogas de gamaespectrometria da subárea II.

Zona Homóloga	Descrição
ZH1	Zona caracterizada por uma cor predominantemente ciano, indicando forte presença dos elementos Th e U.
ZH2	Zona caracterizada por cores mais escuras, devido a atividade antrópica e hídrica. Cores escuras representam a presença de todos os radioelementos.
ZH3	Zona caracterizada pela cor laranja-avermelhada indicando elevada concentração do radioelemento K, correlacionado com corpos graníticos e/ou gnáissicos que compõem o Morro de São João.
ZH4	Zona caracterizada pela cor ciano, indicando forte presença de U e Th, correlacionados aos siltitos e arenitos do topo da Formação Pimenteiras.
ZH5	Zona caracterizada por uma coloração arroxeada, indicando a presença dos radioelementos K e U, associados as drenagens contendo siltitos da Formação Jaicós.

6.3 ANÁLISE E INTERPRETAÇÃO DE DADOS

6.3.1 Magnetometria

Os lineamentos magnéticos são importantes pois fornecem informações a respeito dos planos estruturais de maior magnitude de corpos rochosos, ou seja, zonas de cisalhamento de todos os tipos e descontinuidades. A disposição e a forma do lineamento e suas relações com domínios (zonas homólogas) adjacentes são elementos indicativos do tipo de descontinuidade. Estruturas com movimento direcional (falhas transcorrentes, zonas de cisalhamento) aparecem como lineamentos de traço retilíneo ou sinuoso, em que os principais aspectos diagnósticos do sentido da movimentação direcional são as feições de arrasto (cisalhamento rúptil e rúptil dúctil) e o deslocamento lateral de zonas homólogas equivalentes (cisalhamento rúptil), em ambos os lados do lineamento.

Em zonas de cisalhamento com sentido inverso ou oblíquo o lineamento magnético é, normalmente, arqueado. Esse arqueamento é mais pronunciado nos empurrões do que nas estruturas inversas oblíquas, por apresentarem menor ângulo de mergulho (Isles & Rankin, 2013). A análise dos dados aeromagnéticos foi realizada com base na metodologia proposta por Isles & Rankin (2013). Segundo os autores a análise dos dados pode ser dividida em duas etapas principais: observação e interpretação dos dados.

A partir da observação e análise dos produtos apresentados, pode-se concluir que:

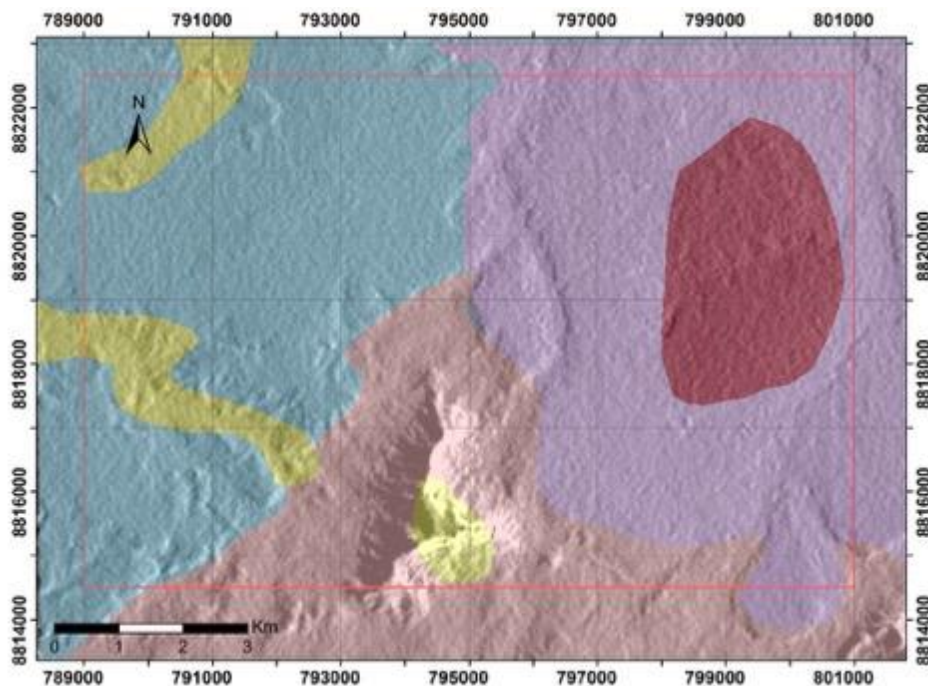
- Os contatos litológicos se dão principalmente sobre forma de zonas de cisalhamento e falhas normais. De direções que se alternam NE, NW e NE.
- Há fortes lineamentos magnéticos que representam as rochas ígneas ou de protólito ígneo da subárea. Os lineamentos de direção NE representam o conjunto de rochas metamórficas ortoderivadas, enquanto os lineamentos de direção NW representam diques de diabásio sem expressão em superfície.

6.3.2 Gamaespectrométricos

O uso da aerogamaespectrometria é de grande utilidade e importância para o mapeamento geológico, uma vez que as principais fontes de radiação gama detectadas na superfície terrestre provêm da desintegração natural do potássio (K^{40}) e dos elementos das séries do urânio (U^{238}) e do tório (Th^{232}) presentes na composição da maioria das rochas. Sendo assim, a análise do conteúdo desses radioelementos (K, eTh e eU, possibilita a identificação do arcabouço aflorante em subsuperfície (até no máximo 50 cm de profundidade) e possibilita avaliar a atuação de processos intempéricos que ocorrem na superfície terrestre (Ribeiro *et al*, 2014).

Com isso, foi elaborado um mapa litogeofísico (Figura 6.3.1) a partir da interpretação e correlação dos produtos de composição ternária RGB (K, eTh, eU). Foram individualizados com base em sua resposta no mapa ternário RGB, cinco domínios que representam 5 possíveis litofácies.

Figura 6.3.1 - Mapa litogeofísico construído a partir de produtos da gamaespectrometria.



7 GEOLOGIA DO PROJETO MONTE DO CARMO

7.1 INTRODUÇÃO

As unidades litoestratigráficas que compõem o Projeto Monte do Carmo foram mapeadas em escala 1:50.000 e definidas com base em critérios petrográficos, estruturais, deformacionais e metamórficos. A partir da identificação e descrição dessas unidades, e com o auxílio do sensoriamento remoto e da aerogeofísica, foi possível a elaboração do mapa geológico integrado do Projeto Monte do Carmo (**Anexo X**).

As unidades litoestratigráficas da área de estudo ocorrem de maneira geral em um *trend* preferencial NE-SW, que pode ser observado claramente nos produtos geofísicos de magnetometria.

Os afloramentos são escassos, devido às condições climáticas e geomorfologia da região. Eles ocorrem principalmente como lajedos, blocos (rolados, basculhados, *in situ*) e matacões. As melhores exposições desses afloramentos são geralmente leitos de drenagens, morrotes e ao longo de cortes de estrada.

A seguir será feita uma descrição das unidades mapeadas no Projeto Monte do Carmo.

7.2 UNIDADES LITO ESTRATIGRÁFICAS

7.2.1 Complexo Porto Nacional

O Complexo Porto Nacional está localizado a oeste da área do projeto Monte do Carmo, disposto em faixas anastomosadas com *trend* que varia de E-W a NE-SW e é composto por rochas paraderivadas e ortoderivadas. Ocorre principalmente nas subáreas I, III, V, VI, VIII, X e XI. As rochas pertencentes a essa unidade estão associadas a um baixo topográfico, onde os melhores afloramentos ocorrem próximos às rochas dos grupos Serra Grande e Canindé.

A unidade ortoderivada (PP2γpn(o)) compreende granada-hornblenda gnaisses tonalíticos, clinopiroxênio-ortopiroxênio-biotita gnaisses tonalíticos, olivina-plagioclásio-piroxênio gnaisses, cianita-plagioclásio-hornblenda gnaisses, anfíbolitos, granulitos máficos, clorita-talco-tremolita xistos, enderbitos e metamáficas.

A unidade paraderivada (PP2pn(p)) compreende gnaisses feldspáticos, estaurolita-silimanita-granada gnaisses, biotita-hornblenda-grafita gnaisses, silimanita-granada-biotita gnaisses, cianita-silimanita-granada gnaisses, gonditos, granitos peraluminosos e xistos grafitosos. Os gonditos ocorrem como blocos isolados, sem um padrão associado aos pontos de ocorrência do mesmo; os xistos grafitosos ocorrem como lentes dentro dos paragnaisses.

Os corpos das rochas paraderivadas ocorrem na forma de lentes, intercalados dentro da unidade ortoderivada, em geral alongados e paralelos à estruturação regional. As rochas do complexo Porto Nacional estão metamorfizadas em fácies xisto verde alto/ anfibolito baixo a fácies granulito, onde o grau metamórfico aumenta de leste para oeste nesse complexo.

7.2.2 Formação Morro do Aquiles

A Formação Morro do Aquiles está localizada na parte centro norte e sudoeste do projeto Monte do Carmo e é definida por contatos tectônicos e cortada por zonas de cisalhamento transcorrentes NW-SE. Ocorre principalmente nas subáreas II, VI, VII e XII.

Ela compreende granada-muscovita xistos, granada-hornblenda gnaisses, muscovita-biotita gnaisses, muscovita-biotita migmatitos, andaluzita xistos, metabásicas, metaultrabásicas, gonditos e xistos grafitosos. Os xistos grafitosos ocorrem de forma restrita nessa unidade e os gondito ocorrem sem um padrão, de forma isolada em meio a paragnaisses e outros xistos.

7.2.3 Plutônicas sin- a pós- Tectônicas

As rochas plutônicas localizam-se no centro norte do Projeto Monte do Carmo, principalmente na área VII, e são representadas por três corpos graníticos intrusivos nos xistos da Formação Morro do Aquiles. Elas correspondem aos granitos Torre, Santana e à Suíte Granítica Manduca, com cerca de 2 km, 1 km e 3 km de diâmetro, respectivamente.

O granito Santana está associado à vegetação de mata densa e relevo movimentado. A Suíte Manduca aflora próximo ao Córrego Manduca, intercalado com os xistos da Formação Morro do Aquiles, em uma estrutura do tipo “*roof pendant*”.

O Granito Torre localiza-se na divisa das subáreas VII e II e corresponde a um muscovita-biotita Granito de composição granítica a tonalítica, em que prevalece fácies de granito médio, de textura inequigranular.

O Granito Santana localiza-se na divisa com a subárea VI e corresponde a um biotita granito de granulação grossa, milonitizado.

A Suíte Granítica Manduca localiza-se nas subáreas XII e VII e corresponde a dois corpos graníticos de granulação fina a média, variando em composição de granito a granodiorito, prevalecendo a fácies muscovita-biotita granito médio.

7.2.4 Suíte Vulcânica Santa Rosa

A Suíte Vulcânica Santa Rosa encontra-se na porção leste da área do Projeto. Está restrita às Subáreas IV, IX, XVI, XVIII e XIX. Sua melhor exposição está localizada a norte da cidade de Monte do Carmo, constituída por blocos e lajedos ao longo do Córrego Santa Rosa. Está associada ao Granito do Carmo e é composta por riolitos, dacitos, ignimbritos e tufos.

7.2.5 Suíte Ipueiras (PP3gl(p))

A Suíte Ipueiras aflora nas porções centro-sul e leste da área do Projeto. Seus corpos estão alongados e apresentam dimensões batolíticas, sendo que o maior deles apresenta cerca de 24 km de comprimento e o menor, 14 km. Suas melhores exposições encontram-se próximas ao município de Monte do Carmo e em fazendas nos arredores (Subáreas IX, XIII, XIV e XVIII).

Esta unidade é representada por biotita-sienogranitos, hornblenda-biotita-monzogranitos, sienogranitos, monzogranitos, leucomonzogranitos, calcita-clorita-metagranitos e granodioritos.

7.2.6 Suíte Aliança (NP3γa)

A Suíte Aliança é um corpo de forma alongada que ocorre na porção oeste da área do Projeto Monte do Carmo, aproximadamente paralela às rochas da Suíte Gabro Anortosítica Carreira Comprida, fazendo contato tectônico com as rochas do Complexo Porto Nacional (por meio da Falha Brasil Escola), e com o Granito Matança (por meio da Zona de Cisalhamento Porto Nacional). Em algumas porções, essas rochas aparecem encobertas pelos sedimentos dos Grupos Serra Grande e Canindé. Ocorre nas subáreas I, V e X.

Essa unidade é representada por hornblenda-biotita-granodioritos, biotita-monzogranitos, tonalitos, granito gnaisses, hornblenda-biotita-diorito, biotita ganisse tonalítico e metatexitos.

7.2.7 Sequência Metassedimentar Indefinida (NP3mca)

Aflora na porção central da área, na Serra Manoel do Carmo, limitada a leste pela Zona de Cisalhamento Primavera e a oeste pela Zona de Cisalhamento Manoel do Carmo, apresentando aproximadamente 38 km de comprimento. Também se encontra presente na porção sudeste como um corpo expressivo de 22 km de extensão, e no nordeste da área com exposições restritas em drenagens. É constituída predominantemente por quartzitos puros, mas também por rochas metabásicas, metavulcanoclásticas, metassiltitos, ardósias e metaconglomerados polimíticos.

7.2.8 Intrusões Máficas-Ultramáficas

Correspondem a corpos intrusivos localizados a leste da Serra Manoel do Carmo, aflorando desde o extremo nordeste da área do Projeto até o sul. Apesar de apresentar poucos afloramentos, são rochas com elevada resposta magnética. Desta forma, a delimitação de seus corpos foi feita com o auxílio de produtos de aeromagnetometria.

Os corpos aflorantes na área em estudo são o Monte do Carmo e VE3, com maiores expressões nas Subáreas IV, IX e XIV. Esta unidade é composta por Ti-hematita-clorita-quartzo-xisto, quartzo-clorita-xisto, epidoto-clorita anfibolito, talco-tremolita-xisto, gabros, actinolita-epidoto-xisto, epidoto-clorita-xisto e hornblenda-piroxenito.

7.2.9 Formação Monte do Carmo

A Formação Monte do Carmo está localizada no extremo sudeste da área do Projeto. Suas melhores exposições encontram-se no caminho para a Fazenda da Escadinha, na Subárea XVII. É constituída pelas Sequências Sedimentar (NP3mca), Vulcânica Ácida e Vulcânica Básica a Intermediária (NP3bmca). Os litotipos presentes na área de estudo são conglomerados polimíticos, grauvasas líticas, grauvasas, arcóseos, rochas piroclásticas, riolitos, andesitos, actinolita-clorita-xistos e basaltos.

7.2.10 Suíte Lajeado (NP3γ2mt)

A Suíte Lajeado é composta por dois corpos graníticos e ocorre na porção oeste da área do Projeto Monte do Carmo, fazendo contato tectônico com as rochas da Suíte Aliança (por meio

da Zona de Cisalhamento Porto Nacional) e intrudindo as rochas da Formação Morro do Aquiles e da Suíte Gabro Anortosítica Carreira Comprida. Em algumas porções, essas rochas aparecem encobertas pelos sedimentos dos Grupos Serra Grande e Canindé. Ocorre nas subáreas I, V, X e XV.

Sua exposição ocorre predominantemente na forma de blocos métricos *in situ* e na forma de lajedos. Essa unidade é representada pelos hornblenda-biotita sienogranitos que caracterizam o Granito Matança, e pelos granitos peraluminosos que caracterizam o Granito Aroeira.

7.2.11 Suíte Gabro-Anortosítica Carreira Comprida

A Suíte Gabro Anortosítica Carreira Comprida ocorre na porção oeste da área do Projeto Monte do Carmo, aproximadamente paralela às rochas do Complexo Porto Nacional, em contato tectônico com as rochas da Formação Morro do Aquiles (por meio de uma zona de cisalhamento), em contato abrupto intrusivo respectivo ao Granito Aroeira (Suíte Lajeado) e, em algumas porções, essas rochas aparecem encobertas pelos sedimentos dos Grupos Serra Grande e Canindé. Ocorre nas subáreas V, X, XI, XII e XV. Essa unidade é representada por meta-anortositos e hornblenda gabros das intrusões Carreira Comprida (e1δcc) e Morro da Mata (e1δmm), respectivamente.

7.2.12 Grupo Serra Grande e Canindé

As rochas sedimentares pertencentes à Bacia do Parnaíba recobrem variadas unidades litológicas e estão presentes nos extremos leste e oeste da área do Projeto. Constituem as porções mais elevadas de serras escarpadas que bordejam a região e alguns perfis podem ser visualizados em cortes de estradas. Afloram a Formação Jaicós (pertencente ao Grupo Serra Grande) (Ssgj), estando sobreposta em discordância erosiva sobre as unidades proterozóicas do embasamento, e a Formação Pimenteiras (pertencente ao Grupo Canindé) (D23p). O contato entre essas duas formações é transicional, dado pela Formação Itaim.

A Formação Jaicós é composta por quartzo-arenitos, arenitos grossos, siltitos, paraconglomerados e ortoconglomerados, predominando os litotipos mais grossos. A Formação Itaim é constituída por intercalações entre níveis de silito com estratos de arenitos finos e

médios. Já a Formação Pimenteiras, é formada por siltitos de coloração marrom claro a acinzentada e por arenitos ferruginosos.

7.2.13 Diques e Soleiras

Afloram predominantemente na porção leste da área do Projeto (predominantemente nas Subáreas XIII, XIV e XVI). Eles apresentam um padrão característico nos produtos geofísicos de magnetometria. Estão direcionados segundo as direções E-W, NE-SW e SW-NE e são constituídos por gabros e diabásios.

7.2.14 Lateritos (Nqdl)

As crostas lateríticas ocorrem em todas as subáreas do Projeto Monte do Carmo, com variação na sua extensão em cada uma delas. Ocorrem em áreas de relevo aplainado, e também no topo de muitos morros, sempre recobrimo unidades mais antigas. Foram encontradas, na área do projeto, crostas lateríticas vermiformes e conglomeráticas, ambas com matriz hematítica e presença de caulinita e goethita.

7.2.15 Depósitos Aluvionares

Os depósitos aluvionares ocorrem em um pouco mais de 70% das áreas do Projeto Monte do Carmo. São caracterizados como sedimentos inconsolidados associados a drenagens e áreas alagadas, tendo uma fração cascalhenta a arenosa predominante, e sedimentos finos com matéria orgânica.

As áreas mais expressivas desses depósitos ocorrem associadas ao Rio Tocantins, havendo ocorrências menores associadas a drenagens de menor porte. Ocorrem nas áreas I, II, III, IIII, VI, VIII, X, XI, XII, XIII, XV, XVI, XVIII e XIX.

8 GEOLOGIA DA SUBÁREA II

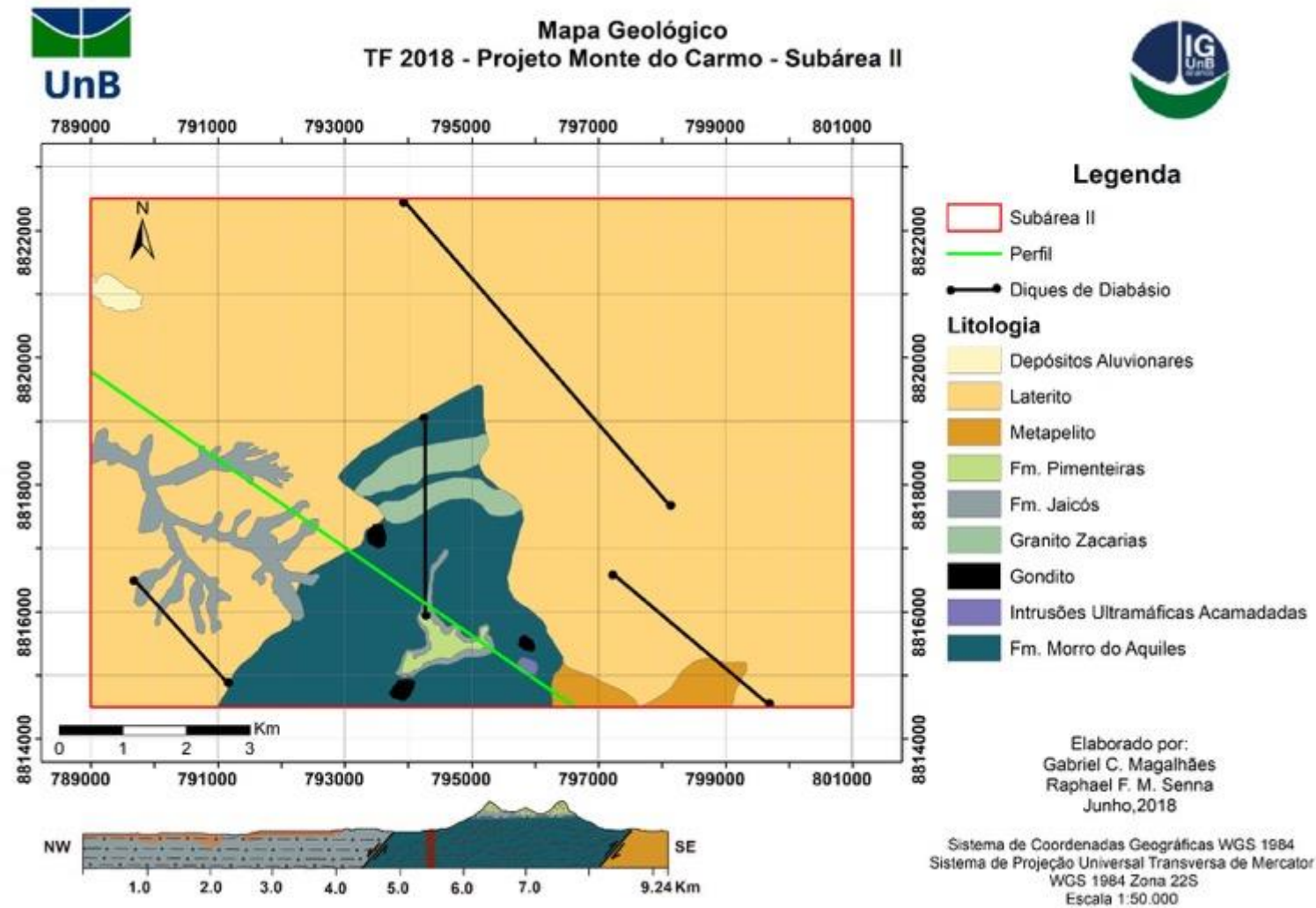
8.1 INTRODUÇÃO

Este capítulo visa apresentar uma descrição resumida das unidades litoestratigráficas que compõem a subárea II do Projeto Monte do Carmo (**Figura 8.1.1**). As unidades mapeadas na escala 1:50.000 foram definidas utilizando critérios petrográficos e/ou de associações petrográficas, estruturais, deformacionais e metamórficas. A proposição de um empilhamento estratigráfico confiável foi descartada, uma vez que a região se encontra intensamente deformada e transposta pela tectônica Brasileira e por coberturas Terciário-Quaternário Detrito Lateríticas (TQdl). De maneira geral, a área mapeada engloba três unidades geotectônicas, a Formação Morro do Aquiles, formada e deformada no Paleoproterozóico, o Grupo Canindé (Devoniano) representado pela Formação Pimenteiras e o Grupo Serra Grande (Siluriano) representado pela Formação Jaicós. Há também diques da Formação Sardinha.

Dentro desse contexto, oito unidades litoestratigráficas foram diferenciadas com base em informações obtidas a partir da execução do Projeto Monte do Carmo, bem como de trabalhos anteriores realizados na região.

As rochas descritas nesse capítulo por muitas vezes foram encontradas na forma de blocos a matações ao longo de pastos ou mata nativa (cerrado). Existe uma escassez de afloramentos causada pelo arrasamento da área originado devido ao intemperismo, condições climáticas e geomorfológicas.

Figura 8.1.1 - Mapa geológico e perfil da subárea II.



8.2 FORMAÇÃO MORRO DO AQUILES (FMA)

A Formação Morro do Aquiles está localizada na porção central da área II sendo bordejada e limitado por falhas normais tanto a oeste quanto a leste. Esta unidade representa cerca de 40% da área II e é composta por uma variedade de gnaisses e xistos, bem como rochas ultramáficas, e rochas metassedimentares de fácies anfíbolito. Seus afloramentos são encontrados principalmente na encosta do Morro de São João, em cortes de estrada onde a rocha aflorante se encontra bastante alterada, em drenagens onde a rocha se encontra mais preservada e também em blocos ao longo das áreas planas. A alteração hidrotermal é universal nas rochas do embasamento.

8.2.1 Ultramáfica

A expressão desta unidade na subárea II é apenas em um ponto do mapeamento realizado, no entanto (**Figura 8.2.1**), devido a sua importância para a integração e interpretação da geologia da área do Projeto Monte do Carmo, será apresentada e discutida neste trabalho.

Sua composição está dentro do domínio dos harzburgitos (**Figura 8.2.2**), pois é composta basicamente por serpentina e ortopiroxênio. Rocha de origem ígnea, plutônica de granulação fina, holocristalina. Não foram observadas estruturas nem texturas significativas na rocha devido ao seu elevado estado de alteração hidrotermal. A mineralogia básica do protólito desta unidade é definida por serpentina (45-50%), ortopiroxênio (20-30%), clorita (20-25%), clinopiroxênio (5-10%), óxidos (<5%).

Figura 8.2.1 - Bloco de rocha ultramáfica coletada para laminação e geoquímica (amostra 83).

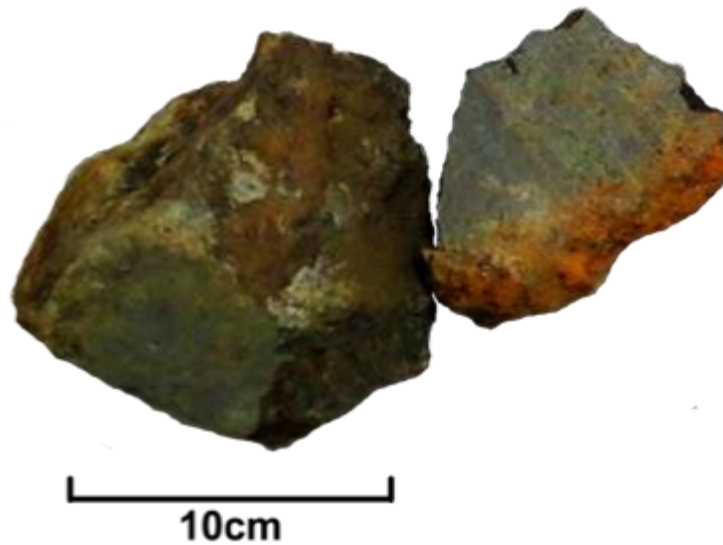


Figura 8.2.2 - Diagrama de composição ternária para classificação de rochas ultramáficas.



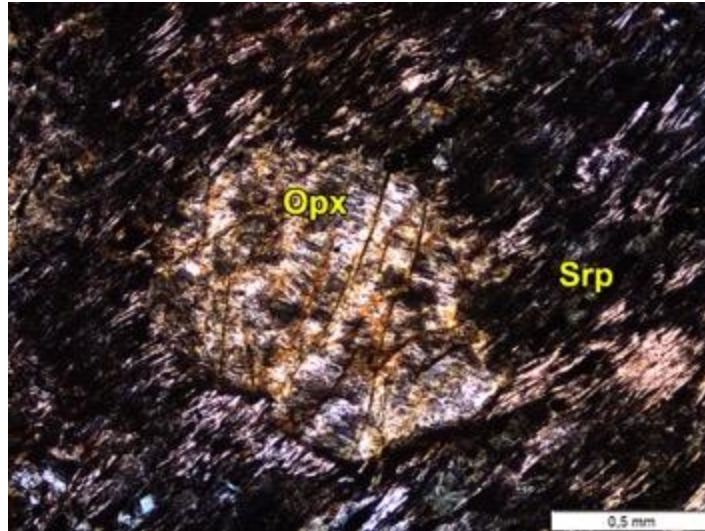
Destaque para o círculo amarelo, representando a composição da amostra 83. (Streckeisen, 1973 - Adaptado)

Desta unidade foi confeccionada a lâmina TF18_AII_83, onde se observa o predomínio de uma massa afanítica (**Figura 8.2.3**) compondo a matriz da rocha, sendo esta massa produto de alteração de olivina e piroxênios.

Os poucos cristais preservados na rocha têm aproximadamente 0,5mm e possuem borda de alteração e estão sendo cominuídos e transformados em serpentina (**Figura 8.2.3**).

A lâmina foi submetida a análise em microsonda, e esta será melhor discutida no capítulo de geoquímica.

Figura 8.2.3 - Fotomicrografias da amostra 83 (Unidade Ultramáfica).



Destaque para o cristal de ortopiroxênio sendo envolto em serpentina. Nicóis cruzados.

8.2.2 Gondito

Esta unidade possui expressão maior em outras áreas do Projeto, no entanto, na subárea II esta unidade foi encontrada em forma de blocos (**Figura 8.2.4**) em três pontos do mapeamento realizado, devido a sua importância para a integração e interpretação da geologia da área do Projeto Monte do Carmo, também será apresentada e discutida neste trabalho.

Desta unidade foi confeccionada a lâmina TF18_AII_82A, onde se observa o predomínio de cristais de granada (espessartita), com uma textura granoblástica (**Figura 8.2.5**, equigranular e alguns domínios com cordões de quartzo (**Figura 8.2.6**). A mineralogia dessa unidade é definida por granada (espessartita) (70-75%), Quartzo (10-15%), grafita (5-10%), Muscovita (2-5%), Zircão (<1%).

A grafita é formada por agregados sub-milimétricos formado por microcristais de grafita com cristalinidade moderada.

Figura 8.2.4 - Bloco de gondito (amostra 82a).

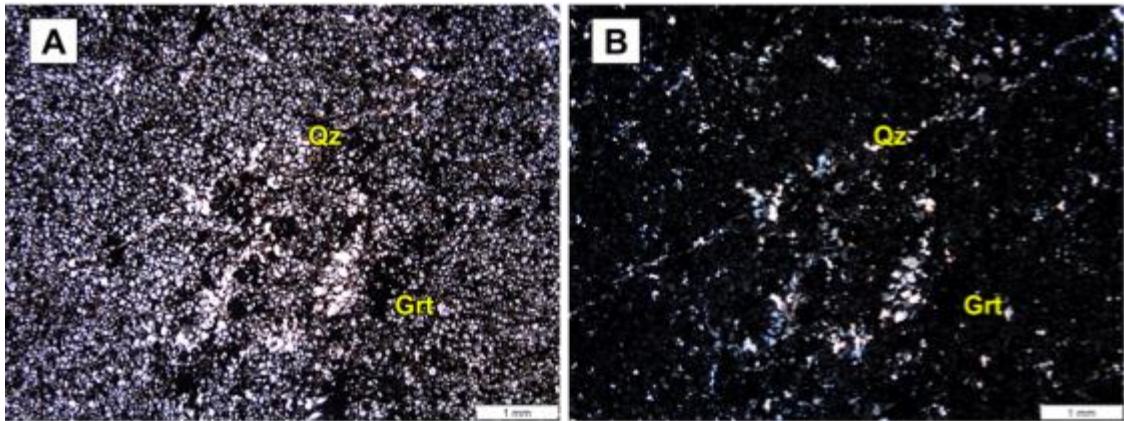


Bloco de gondito, maciço de granulometria fina, coletado para laminação e geoquímica

Mapeada inicialmente como uma rocha rica em grafita, devido ao fato de a rocha sujar as mãos com uma cor escura, após efetuar a análise microscópica, observa-se claramente que a rocha é composta quase que estritamente de granada. Foi feita, pela equipe da subárea I, uma análise em microsonda por WDS (*Wavelength-Dispersive X-Ray Spectroscopy*), análise que utiliza a dispersão do comprimento de onda para determinar a composição do alvo, e com isso chegou-se à conclusão de que a granada da rocha é rica em manganês (Mn), portanto é granada do tipo espessartita.

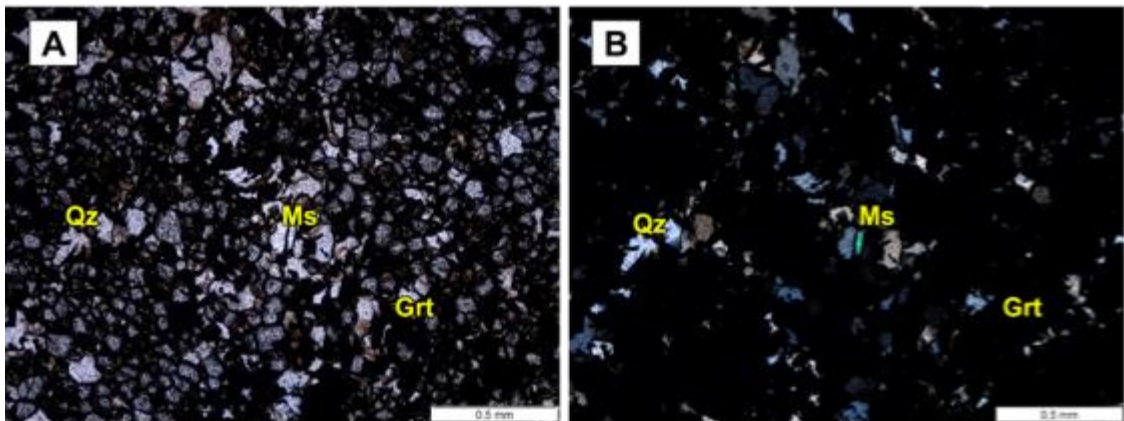
Gonditos são rochas metamórficas, paraderivadas, geralmente associadas ao metamorfismo de sedimentos marinhos ricos em manganês. Produtos de metamorfismo regional e de contato e com mineralogia sílico-manganesífera.

Figura 8.2.5 - Fotomicrografias da amostra 82a (Unidade Gondito).



Observa-se a textura granoblástica, equigranular desenvolvida pelos cristais de granada e quartzo. (A) Nicóis paralelos; (B) Nicóis cruzados

Figura 8.2.6 - Fotomicrografias da amostra 82a (Unidade Gondito).



Observa-se a um pequeno cristal de muscovita em meio a grande concentração de cristais de granada e quartzo. (A) Nicóis paralelos; (B) Nicóis cruzados

8.2.3 Unidade Metabásicas

A unidade metabásica ocorre em forma lenticular, com os melhores afloramentos na encosta sudeste do Morro São João. São rochas de coloração esverdeadas. As rochas têm composição diorítica de granulação fina a muito fina. As rochas possuem recristalização mineral evidente e textura microscópica isotrópica. Há forte alteração hidrotermal, evidenciada por frequentes vênulas contendo mobilizado de quartzo. A rocha tem leve embricamento mineral, e as vênulas de quartzo são predominantemente discordantes a este (**Figura 8.2.8**).

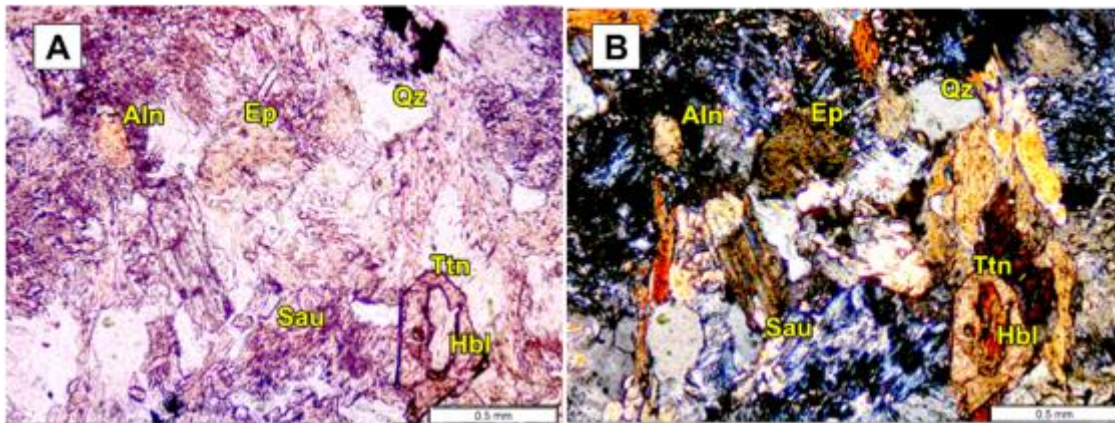
Desta unidade foram confeccionadas as lâminas TF18_AII_146b e TF18_AII_147, e esta foi submetida a análise de microsonda eletrônica.

As rochas são compostas por: Fe-Hornblenda (40-55%) Quartzo (20-30%), Plagioclásio alterado e saussuritizado An20(5-10%), Zoisita/Clinozoisita (10-15%), Clorita(5-8%), Titanita (1%) e Allanita (>1%).

A alteração hidrotermal é evidente na rocha, evidenciado pela textura subeudral dos grãos, com bordas alteradas e saussuritização do plagioclásio (**Figura 8.2.7**). A clorita e o epidoto aparenta ser retrometamórfica, como produto da alteração da Hornblenda epidoto. A titanita está em textura coronítica, envolvendo a Fe-Hbl (*Imagem específica*).

As rochas derivadas, associada a metamorfismo de rochas vulcânicas máficas.

Figura 8.2.7 - Fotomicrografias da amostra 147 (Unidade Metabásica).



A figura A mostra parte da assembleia mineralógica e resalta a trama mineralógica da formação.

Figura 8.2.8 - Fotomicrografias da amostra 147 (Unidade Metabásica) destaque para o veio de quartzo.

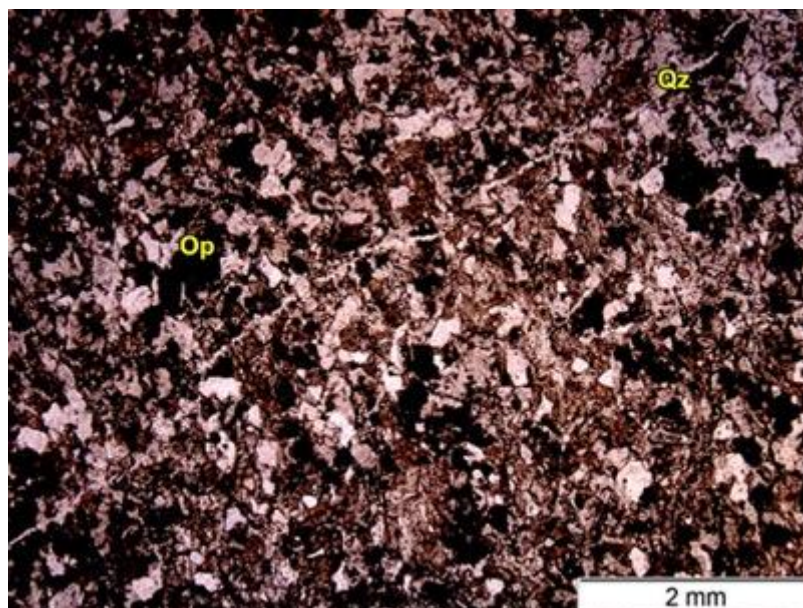


Foto geral do anfibolito da Formação Morro do Aquiles. A venulação é penetrativa e tem arqueamento nas extremidades da anisotropia. A forma da vênula indica distensão.

8.2.4 Biotita Muscovita-Gnaiss

Os Biotita Muscovita Gnaiss são a fácies predominante na Formação Morro do Aquiles. São rochas de coloração clara e granulação média, composta por cristais médios de biotita e de muscovita, além de agregados de quartzo e saussurita (Figura 8.2.10). Apresentam foliação bem marcada pela muscovitas. As rochas têm composição quartzo feldspática, e foram confeccionadas 2 lâminas delgadas desta rocha: TF18_AII_146a, TF18_AII_82b. Além destas, foram analisadas as lâminas confeccionadas pela Subárea VII (imediatamente ao sul da área): TF18_VII_72, TF18_TF18_VII_85,

Nestas rochas a textura predominante é lepidoblástica marcado pelos grãos de muscovita, com alguns domínios granoblásticos; granulação fina a média, com cristais variando desde 0,5 a 5mm, composta por cristais de muscovita orientados no sentido longitudinal da lâmina, definindo planos de foliação, e um arcabouço constituído por quartzo, feldspato e cristais de granada.

Já a turmalina ocorre tanto com orientação preferencial nos planos, quanto com orientações aleatórias na matriz da rocha (Figura 8.2.9).

Figura 8.2.9 - Gnaiss hidrotermalizado, contendo turmalina, muscovita, plagioclásio e muscovita (Ponto 149).



Gnaiss hidrotermalizado com com turmalina orientada ao longo da foliação, na porção superior e em direção discordante, na porção inferior. A muscovita hidrotermal combinada com a turmalina, além da proximidade ao Granitóide Torre permitem associa-lo a metamorfismo de contato.

Figura 8.2.10 - Rocha (amostra 82b), Muscovita-Biotita Gnaiss.

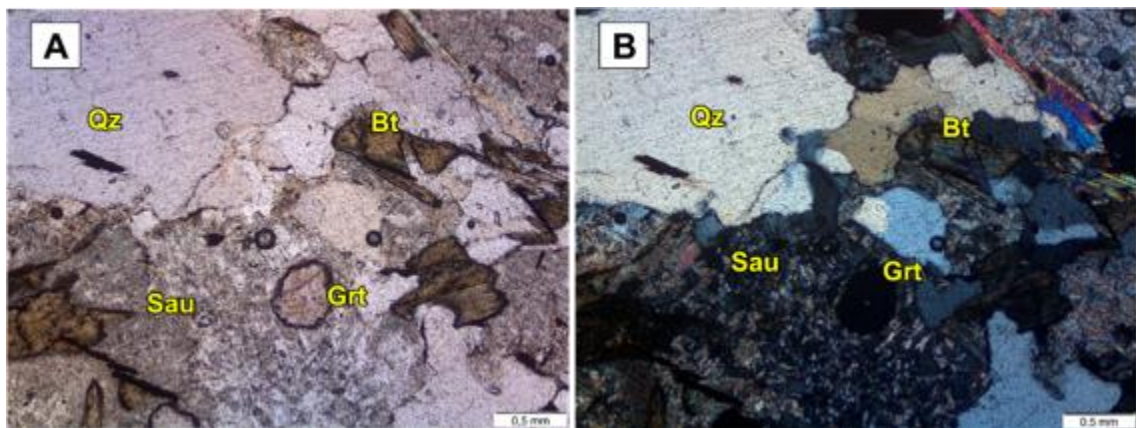


Nesta amostra (82b), observa-se a orientação dos cristais formando uma textura similar a xistosidade.

As rochas são peraluminosas, holocristalinas, subfaneríticas com granulação média a fina, arranjo inequigranular e alto grau de alteração hidrotermal. A mineralogia básica dessa unidade (**Figura 8.2.11**) é definida por plagioclásio (30-40%), quartzo (30-50%), microclínio (10-20%), biotita (10-15%), muscovita (10-15%), clorita de retrometamorfismo (10-15%) e granada (0-3%)

A muscovita se apresenta como lamelas de até 2mm, por vezes dispostas em *booklets* (**Figura 8.2.12**). Observam-se ainda domínios onde as lamelas de muscovita cortam outros minerais.

Figura 8.2.11 - Fotomicrografias da amostra 82b (Formação Morro do Aquiles).



Observa-se um cristal de granada incluso em feldspato. (A) Nicóis paralelos; (B) Nicóis cruzados

Figura 8.2.12 - Lâmina TF18_AII_82B



Orientação das moscovitas e biotitas em imbricamento forte dos minerais anteriores a alteração hidrotermal. Os booklets.

8.2.5 Filito

Os filitos ocorrem apenas em uma pequena margem da Subárea II, entre duas sequências de intercalados de gnaisses e xistos (figura do afloramento). Os afloramentos ocorrem em solo (**Figura 8.2.13**). A Foliação tem ângulo mais baixo da média dos xistos e os contatos entre as rochas são tectônicos. A composição mineralógica foi determinada através de difratometria de raios X (**Figura 8.2.14**). A mineralogia consiste em quartzo, caolinita, muscovita, gibbsita e, notoriamente, andradita (granada de cálcio e ferro).

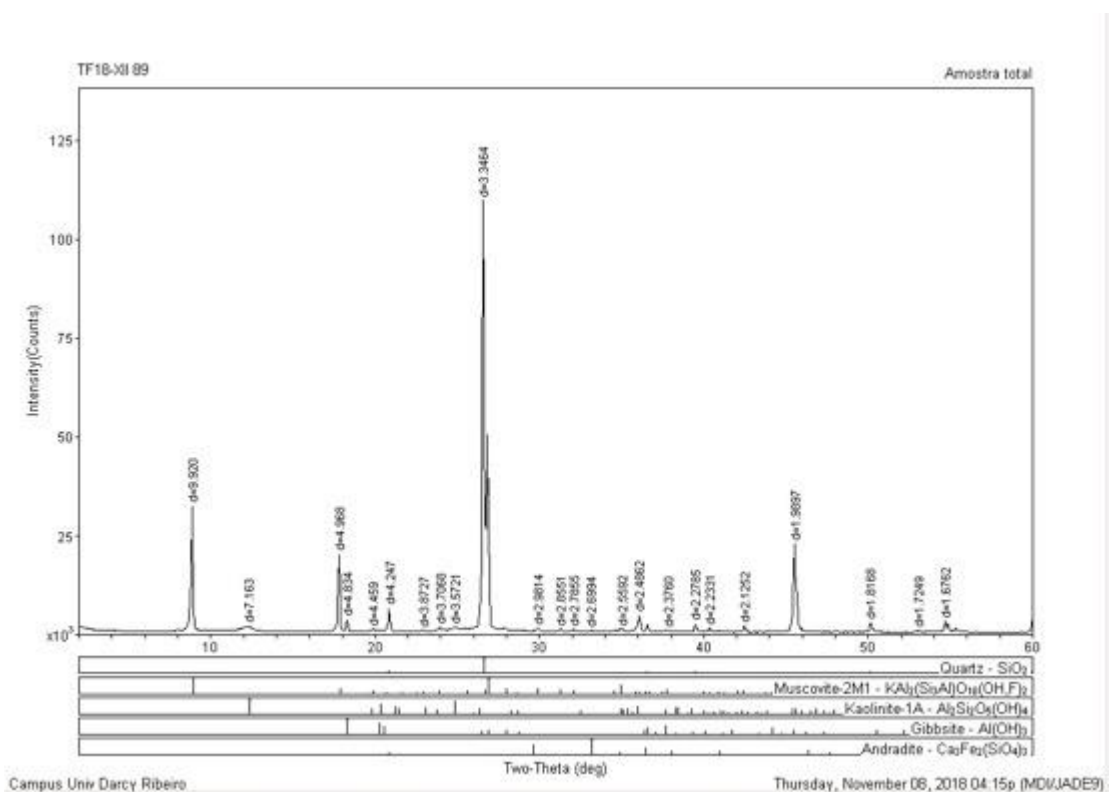
A presença da andradita indica que a rocha foi submetida a metamorfismo regional.

Figura 8.2.13 - Afloramento do filito *in situ*. Afloramento TF18_AII_83, no interior dos limites da área VII.



Filito com foliação bem marcada e fraturado em lajeado.

Figura 8.2.14 - Difratometria de Raios-X do ponto, elaborado pela equipe da subárea XII.



Difratograma de raios X do filito da Formação Morro do Aquiles.

8.3 GRANITOS PRÉ- A SIN-TECTÔNICOS

8.3.1 Granito Zacarias

As rochas possuem composição variando de sienogranito a monzogranito, onde se destaca a considerável presença de minerais máficos e são universalmente hidrotermalizadas. Em suas porções menos hidrotermalizadas observa-se por vezes a presença de orientação dos minerais (Figura 8.3.2), sem associar-se a recristalização. As rochas mais hidrotermalizadas contêm micas hidrotermais, intensa alteração dos feldspatos em argilominerais e contêm pirita (Figura 8.3.1).

As rochas são peraluminosas, holocristalinas, subfaneríticas com granulação média a fina, arranjo inequigranular e alto grau de alteração hidrotermal. A mineralogia básica dessa unidade é definida por plagioclásio (30-40%), quartzo (30-50%), microclínio (10-20%), biotita sagenítica (10-15%), muscovita (10-15%), clorita de retrometamorfismo (10-15%), grafita (0-3%), ilmenita (0-1%), pirita(0-1%) e granada (<1%).

Figura 8.3.1 - Microsonda da amostra 01.

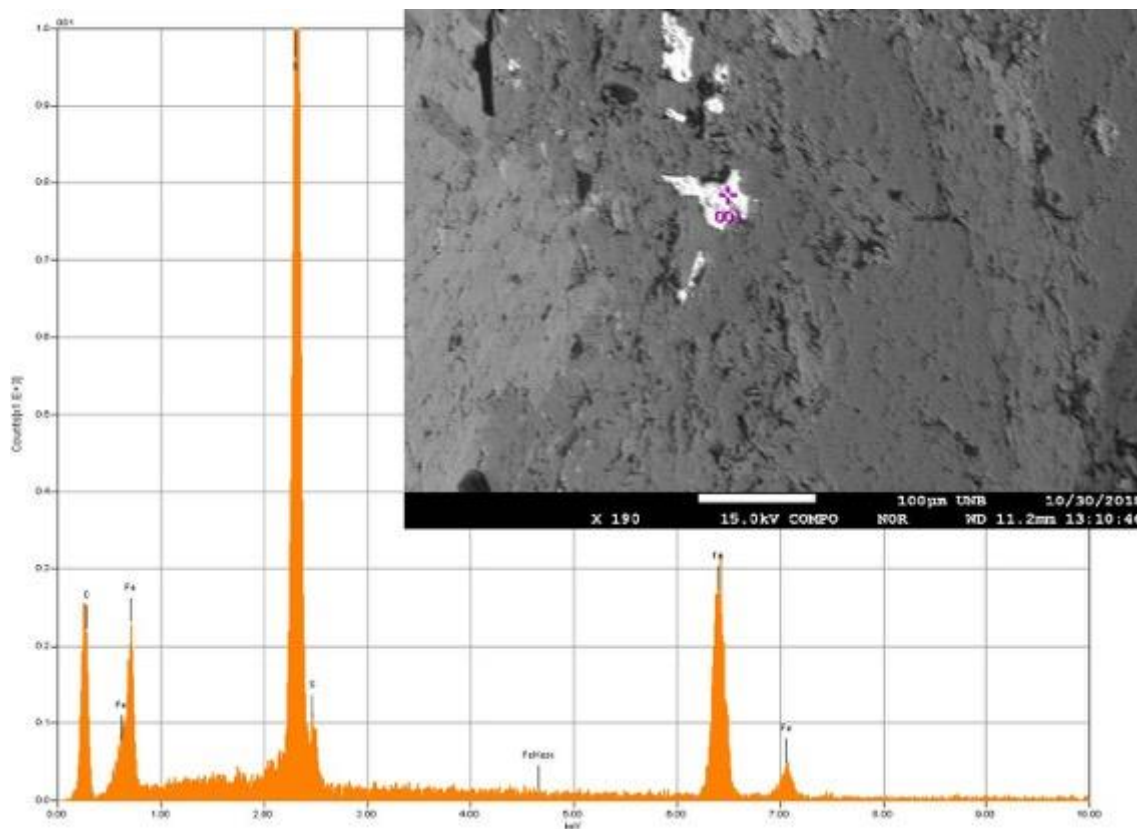


Figura 8.3.2 – Rocha (Amostra 01) pertencente à Unidade Ortoderivada.

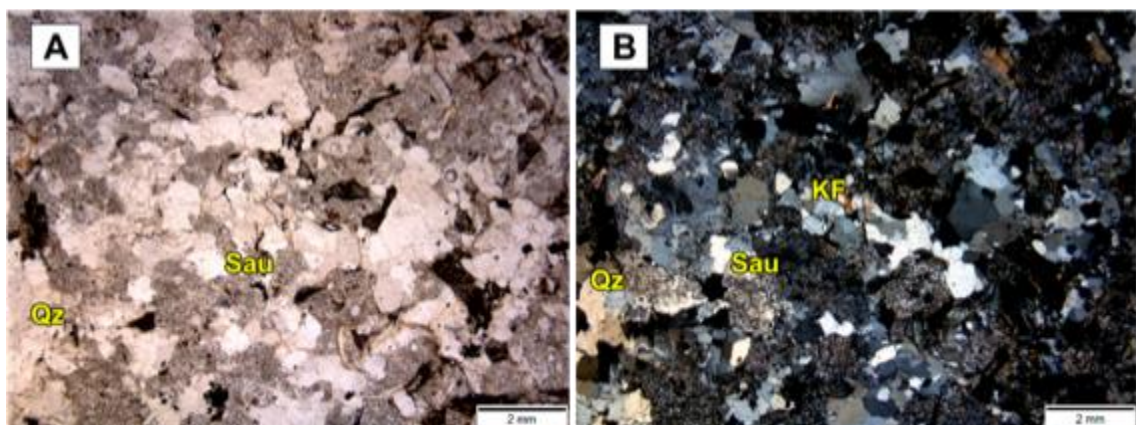


Nesta amostra (01), observa-se a presença uma textura milonítica gerada durante a tectônica ocorrida durante a formação da rocha.

Desta unidade foram confeccionadas quatro lâminas (TF18_AII_01, TF18_AII_67 e TF18_AII_67b, TF18_AII_76) onde se observa o predomínio de uma massa afanítica (**Figura 8.3.3**) compondo a matriz da rocha, sendo esta massa produto de alteração de feldspatos potássicos e plagioclásios.

A textura predominante é a inequigranular, com boa representatividade de texturas lepidoblásticas e hipidiomórficas.

Figura 8.3.3 - Fotomicrografias da amostra 01 (Granito Zacarias Indeformado).



Observa-se grande quantidade de massa afanítica compondo a matriz constituída essencialmente por saussurita. (A) Nicóis paralelos; (B) Nicóis cruzados

O plagioclásio ocorre normalmente saussuritizado, mas, quando ainda preservado, se apresenta como cristais menores, alguns poucos geminados segundo lei da albita, teor An20.

Os cristais de quartzo apresentam-se estirados, com até 2,0 mm de tamanho e com presença de extinção ondulante, domínios com formação de cordões e migração de borda de grãos.

Os cristais de microclínio possuem dimensões de até 2,0mm, geminação do tipo tartan e são bordejados por sericita e saussurita, plagioclásio, muscovita, biotita e quartzo.

A biotita aparece como lamelas de 0,4 mm, com pleocroísmo marrom, frequentemente cloritizada e apresentando também textura sagenítica, evidenciada por agulhas de rutilo dispostas segundo direções cristalográficas (**Figura 8.3.4**).

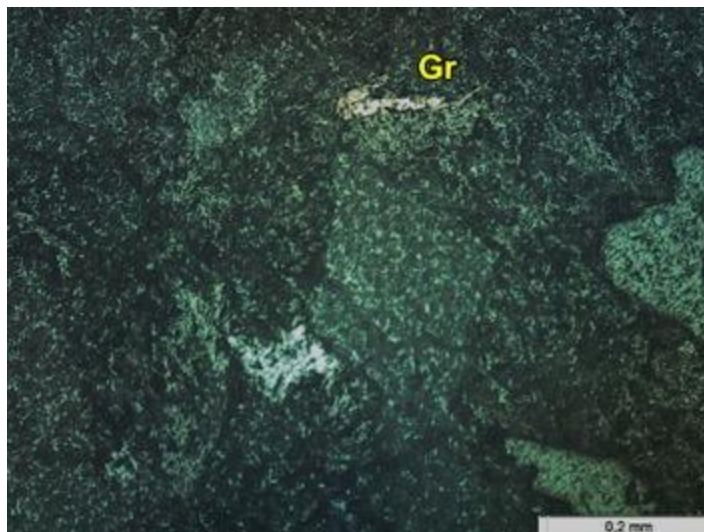
Como minerais de menor expressão nas lâminas, cristais de granada e opacos, muitas vezes representados por cristais vermiformes de grafita (**Figura 8.3.5**). A grafita tem elevada cristalinidade e está frequentemente inclusa em muscovita ígnea.

Figura 8.3.4 - Fotomicrografias da amostra 67 (Granito Zacarias).



Observa-se uma lamela de biotita sagenítica a nicóis paralelos.

Figura 8.3.5 - Fotomicrografias da amostra 01 (Granito Zacarias).



Observa-se uma lamela de grafita utilizando luz refletida a nicóis cruzados.

8.4 BACIA DO PARNAÍBA

A Bacia do Parnaíba, de idade paleozoica, está representada na área do Projeto Monte do Carmo pela sua borda sul. Localizada entre os Crátons Amazônico e São Francisco, a Bacia se distribui pelos estados do Piauí, Maranhão, Pará, Tocantins, Bahia e Ceará (Vaz et al, 2007). Possui aproximadamente 665.900Km². Seu eixo de maior alongação é orientado para NE-SW, com espessura pequena comparado a sua extensão, fato esse relacionado a subsidência tectônica flexural que ocorreu lentamente durante sua evolução no Paleozóico (Figueiredo & Raja-Gabaglia, 1986). O desenvolvimento da Bacia ocorreu a partir do embasamento continental durante a fase de estabilização da plataforma Sul-Americana, cuja subsidência ocorreu no Ciclo Brasileiro devido aos eventos térmicos pós-orogênese (Almeida & Carneiro, 2004).

A Bacia do Parnaíba foi dividida em cinco super sequências deposicionais: Grupo Serra Grande (Siluriano); Grupo Canindé (Mesodevoniano -Carbonífero); Grupo Balsas (Neocarbonífera-Eotriássica); Formação Pastos Bons (Jurássico) e Formações Codó, Corda, Grajaú e Itapecuru (Cretáceo) (Vaz *et al.*, 2007). As rochas são principalmente sedimentos siliciclásticos depositados durante vários ciclos transgressivos-regressivos (Góes *et al.*, 1994; Vaz *et al.*, 2007), com ocorrência de rochas metamórficas e ígneas de idades distintas.

8.4.1 Grupo Serra Grande

8.4.1.1 Formação Jaicós

A Formação Jaicós de idade Siluriana (Costa, 1984), ocorre sustentando escarpas verticalizadas no topo de serras e embutida no interior de *Grabens* na borda da Bacia. A formação é caracterizada por arenitos médios a grossos, conglomerados, mal selecionados e imaturos texturalmente. O ambiente deposicional é interpretado como fluvial entrelaçado, dominado por areias com cascalho subordinados (Góes & Feijó, 1994).

Na área II a Formação Jaicós está localizada na porção centro-sul, sustentando o relevo do Morro de São João. Foram encontrados afloramentos desta formação ao longo da estrada de acesso ao topo do Morro.

8.4.1.1.1 Fácies Arenito

As rochas encontradas na área II pertencentes à Fácies Arenito possuem cor acinzentada, com capa intempérica (**Figura 8.4.1**), granulometria média a grossa, boa esfericidade dos grãos, que são arredondados a sub-angulosos. As rochas são clastosuportadas com matriz silicática. Sua composição mineralógica é de aproximadamente 90% quartzo, sem fragmentos líticos. São então classificadas entre quartzo-arenito e arenito subarcóseo (Folk, 1968).

Figura 8.4.1 - Afloramento com blocos de arenito (Ponto 63).



Afloramento com blocos de arenito grosso, encontrados à beira da estrada de terra, próximos ao topo do Moro de São João.

Em certos afloramentos, foram observados blocos com textura conglomerática (**Figura 8.4.2**), onde fenoclastos (Pettijohn, 1949) são envoltos pela matriz quartzosa de granulometria média a grossa.

Figura 8.4.2 - Bloco de arenito conglomerático (Ponto 63).



Observa-se grãos de seixo inclusos na matriz silicática com granodecrescência para o topo.

Conforme proximidade com o topo do Morro de São João, observou-se um decréscimo na granulometria dos arenitos, que passaram a ser médio a finos (**Figura 8.4.3**), já com a proximidade com os arenitos finos e siltitos da base da Formação Pimenteiras que sobrepõe a Formação Jaicós.

Figura 8.4.3 - Bloco de arenito médio-fino.



Fração de bloco de arenito médio-fino coletada próximo ao topo do Morro de São João. Proximidade com o contato entre as Formações Jaicós e Pimenteiras.

8.4.2 Grupo Canindé

8.4.2.1 Formação Pimenteiras

A Formação Pimenteiras de idade Devoniana (Góes & Feijó, 1994), ocorre recobrando os chapadões da Serra do Lajeado, ao norte do Projeto Monte do Carmo, bem como ocupa vastas áreas em ambas as margens do Rio Tocantins. Representa a maior ingressão marinha na Bacia e é composta por folhelhos, de fácies planície de maré, da fase litorânea (Ribeiro & Dardenne, 1978) e arenitos ferruginosos oolíticos, de fácies de canal de maré, depositados em ambiente deposicional característica de plataforma marinha dominada por tempestades (Góes & Feijó, 1994). Intercalados nos folhelhos ocorrem camadas de siltitos e arenitos grossos ou raros conglomerados, interpretados como fácies tempestíticas (Della Fávera, 1990). A estratificação plano-paralela é a estrutura sedimentar mais comum. Onde as fácies pelíticas são mais dominantes, sugerem ciclos sedimentares marinhos que se repetem, compostos desde a

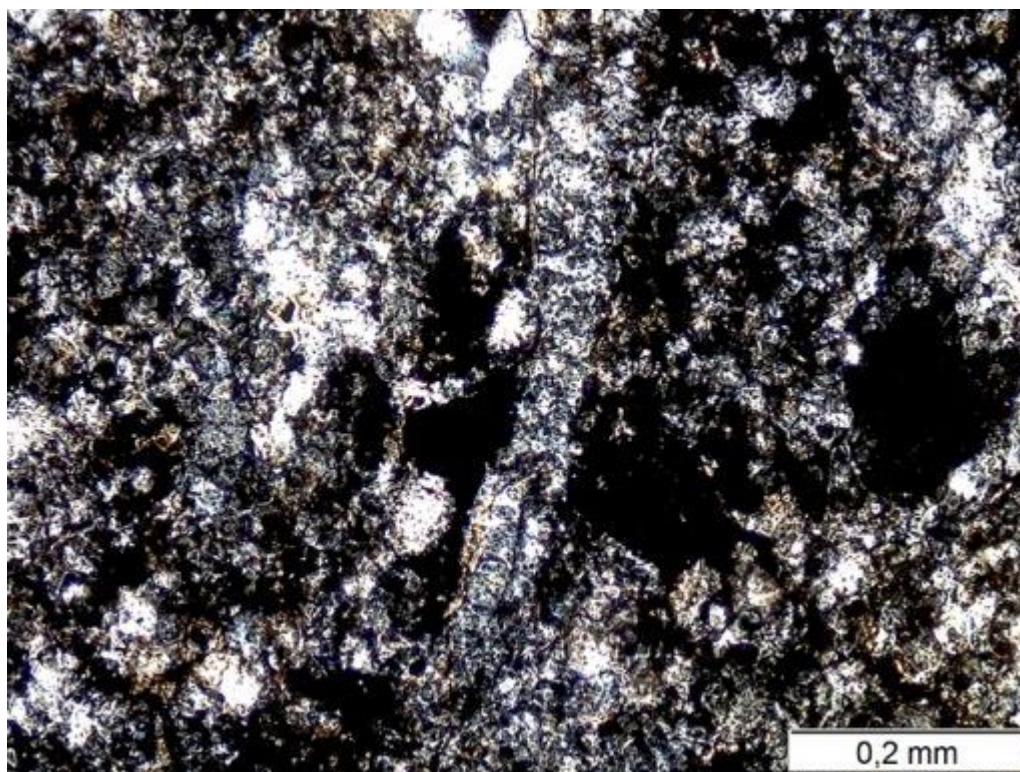
estratificação cruzada incipiente, sob influência de correntes de ondas, até folhelhos bioturbados, que sugerem um ambiente de deposição de pouca energia.

8.4.2.1.1 Fácies Siltito

As rochas encontradas na área II pertencentes à Fácies Siltito possuem cor amarelada, (Figura 8.4.5), granulometria fina, boa esfericidade dos grãos, que são arredondados a sub-angulosos. São rochas de matriz silicática, distribuídas em camadas plano paralelas com mergulho praticamente horizontal e encontradas em afloramentos em drenagens de áreas planas bem como em leito de estrada de terra próximos ao cume do Morro de São João. A geomorfologia do Morro permite observar com clareza o acamamento plano-paralelo da Fácies Siltito (Figura 8.4.6). Foi elaborada uma lâmina delgada desta formação (Figura 8.4.4), para entender qual a litologia sob os lateritos na porção nordeste da área. (TF18_AII_128)

A rocha é composta esse por quartzo e matriz ferruginosa e silicosa, além de óxidos de ferro opacos.

Figura 8.4.4 - Siltito da Lâmina TF18_AII_128



Evidencia-se aqui o intemperismo do quartzo (sacaroidal), os óxidos e o predomínio de matriz silicosa.

Figura 8.4.5 - Afloramento em solo de siltito (Ponto 64).



Afloramento em solo de siltito com acamamento plano paralelo e finas camadas com areia fina.

Figura 8.4.6 - Panorâmica do topo do Morro de São João.



Pode-se observar o acamamento plano-paralelo da Fácies Siltito da Formação Pimenteiras. Fotografia aérea tirada com drone.

8.4.2.1.2 Fácies Arenito Ferruginoso

Localizada no cume do Morro de São João, a Fácies Arenito Ferruginoso possui coloração com tons avermelhados/rosados, capa intempérica de cor cinza escuro com domínios alaranjados (**Figura 8.4.7**), granulometria fina a média, os grãos são bem selecionados e arredondados. Rocha com matriz sílico-ferruginosa, se encontra distribuída em camadas plano-paralelas sub-horizontais.

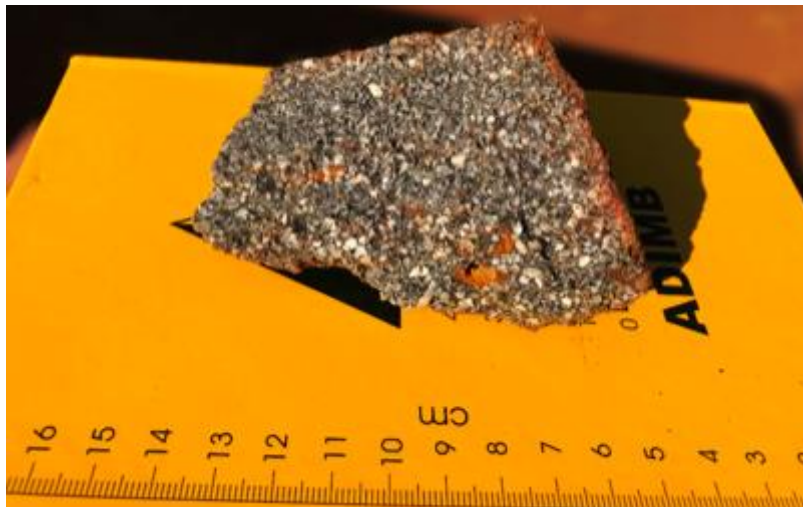
Figura 8.4.7 - Afloramento de arenito ferruginoso no cume do Morro de São João (Ponto 99).



Pode-se observar a capa intempérica com sinais de oxidação de arenitos ferruginosos da Fácies Arenito Ferruginoso da Formação Pimenteiras.

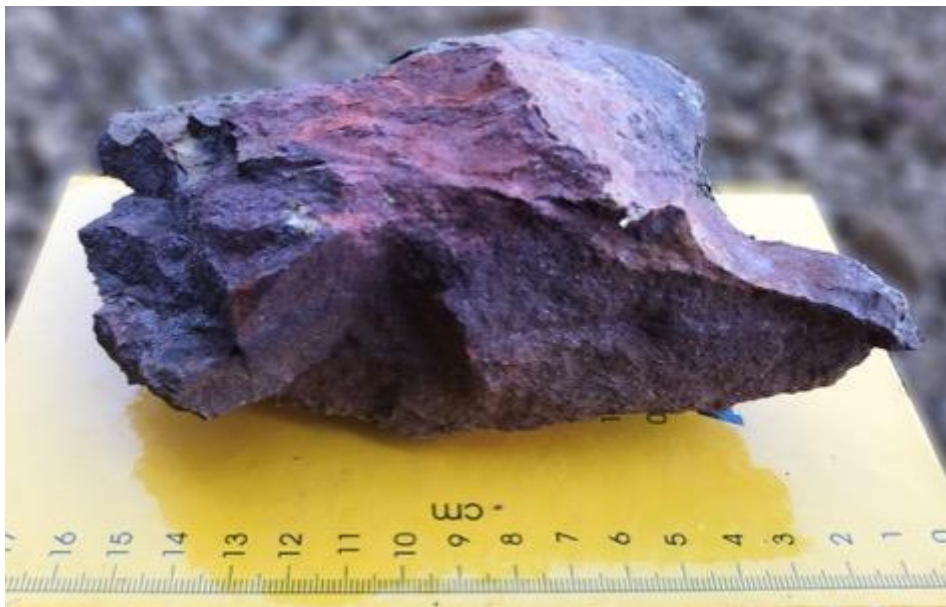
Blocos desta rocha foram encontrados nas porções mais planas da área II, no entanto com uma granulometria variável de muito grossa (**Figura 8.4.8**) a muito fina (**Figura 8.4.9**). Ambos com nível de oxidação devido a presença de ferro no cimento da rocha. Acredita-se que essa Fácies seja o topo da Formação Pimenteiras representada na área supracitada.

Figura 8.4.8 - Bloco de arenito conglomerático de cascalho com matriz ferruginosa (Ponto 002).



Observam-se grãos de granulometria muito grossa, angulosos, pouco esféricos e mal selecionados.

Figura 8.4.9 - Bloco de arenito ferruginoso de granulometria fina.



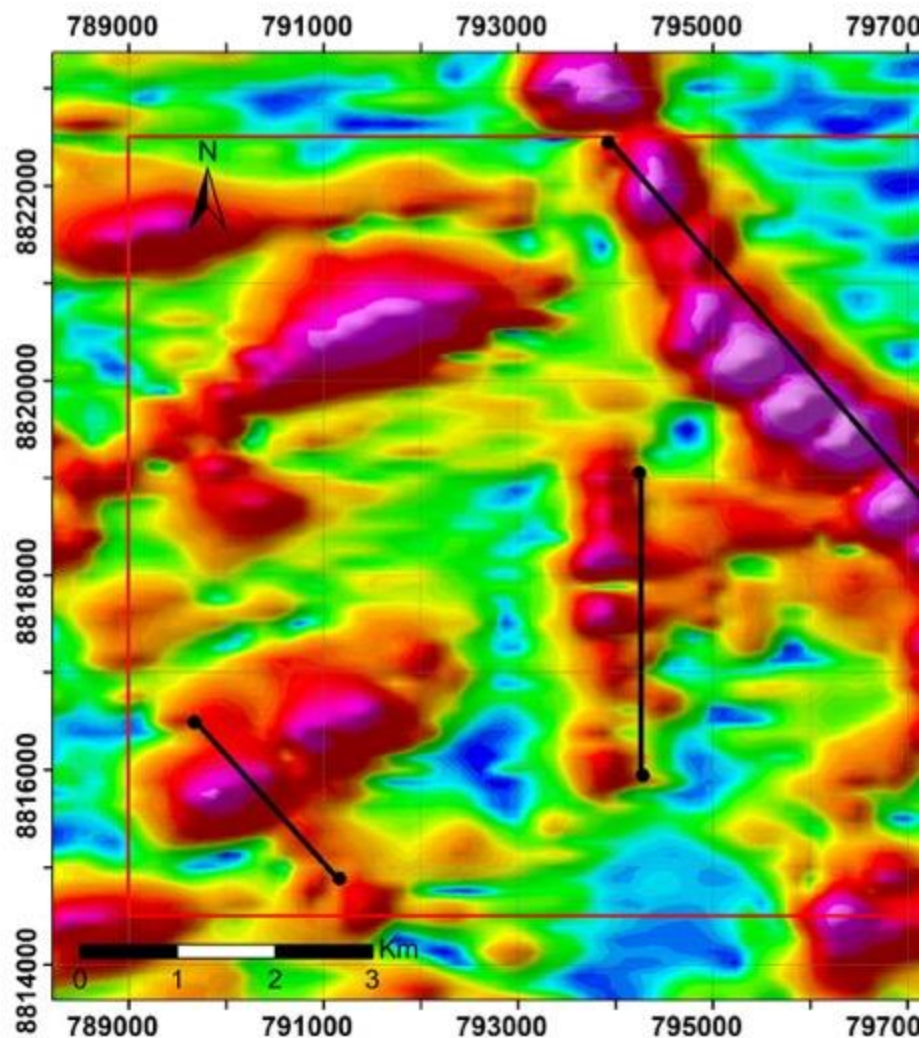
Rocha com grãos bem selecionados, com bom arredondamento e coloração escura devido a oxidação.

8.5 DIQUE DE DIABÁSIO

Bem como as duas últimas unidades aqui apresentadas, a rocha dessa unidade foi encontrada em forma de blocos (**Figura 8.5.2**), orientados, em elevada quantidade, espalhados por uma área plana de aproximadamente 400m². Os diques de diabásio possuem grande

representatividade na geofísica local e regional (Figura 8.5.2), e vital importância para integração de dados do Projeto Monte do Carmo.

Figura 8.5.1 - Mapa dos diques da Subárea II



O dique encontrado em campo é o dique com orientação N-S, na porção central da imagem acima, ressaltado pelo ASA. Os demais diques não possuíam expressão em superfície na subárea II.

Figura 8.5.2 - Bloco de diabásio (amostra 70).



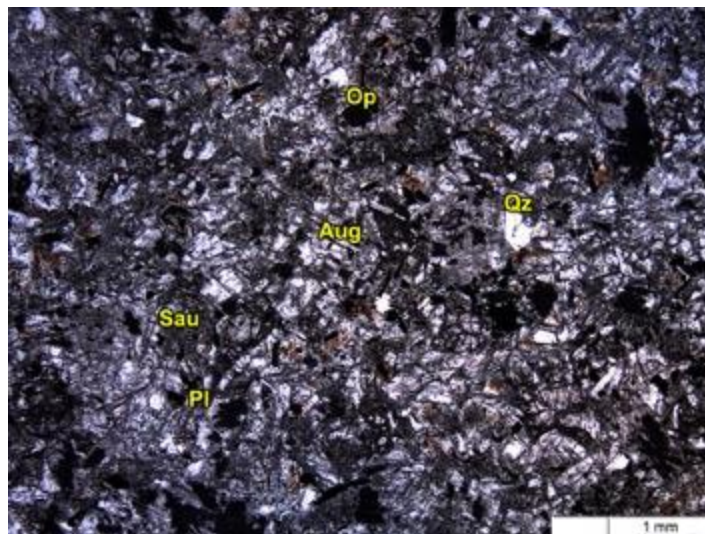
Fração de bloco de diabásio coletada em campo para laminação. Amostra 70. Percebe-se uma textura subfanerítica de granulação média a fina.

Diabásio é uma rocha ígnea, hipoabissal (pouco profunda), intrusiva de composição básica (45-52% SiO_2). É a correspondente hipoabissal dos basaltos e gabros. Composta essencialmente por plagioclásio, piroxênio e minerais acessórios. Se apresenta comumente em forma de diques ou soleiras (*Sills*).

Desta unidade foi confeccionada a lâmina TF18_AII_70. Onde se observa o predomínio uma massa afanítica composta pela alteração de cristais de plagioclásio (saussurita), com uma Ofítica a subofítica. A mineralogia dessa unidade é definida por plagioclásio (70-75%), Titano-Augita (15-20%), Quartzo (10-15%), Opacos (5-7%). Devido ao seu teor de carbonato, comum em substituições de minerais expostos a hidrotermalismo, a amostra é reagente ao ácido clorídrico (HCl).

A textura predominante é a inequigranular, com boa representatividade de texturas ofíticas a subofíticas, holocristalina e porfirítica (**Figura 8.5.3**).

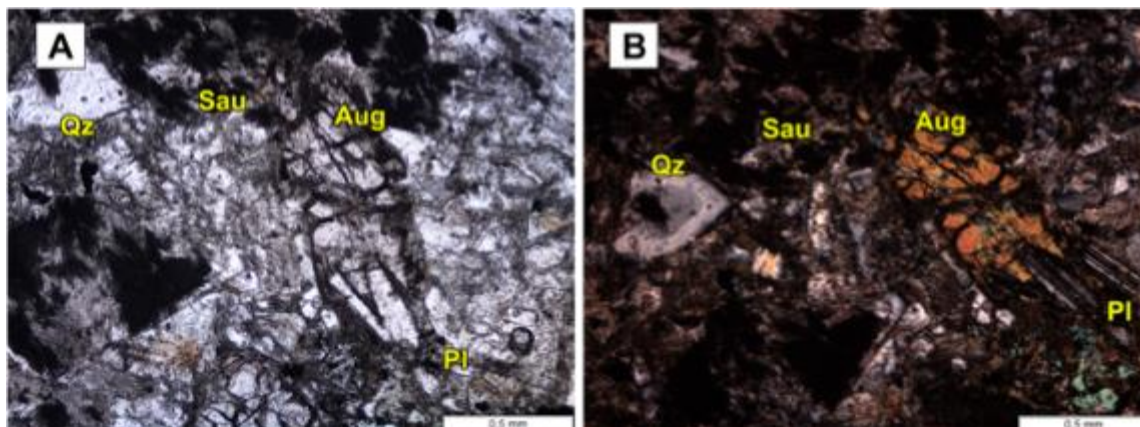
Figura 8.5.3 - Fotomicrografias da amostra 70 (Dique de Diabásio).



Observa-se grande quantidade de massa afanítica compondo a matriz constituída essencialmente por saussurita, bem como a diversidade de tamanhos de grãos. (A) Nicóis paralelos; (B) Nicóis cruzados.

O plagioclásio ocorre em maior quantidade, como cristais saussuritizados menores que 0,5mm. Quando ainda preservado, pode-se observar cristais com geminação segundo lei da albita (**Figura 8.5.4**).

Figura 8.5.4 - Fotomicrografias da amostra 70 (Dique de Diabásio).



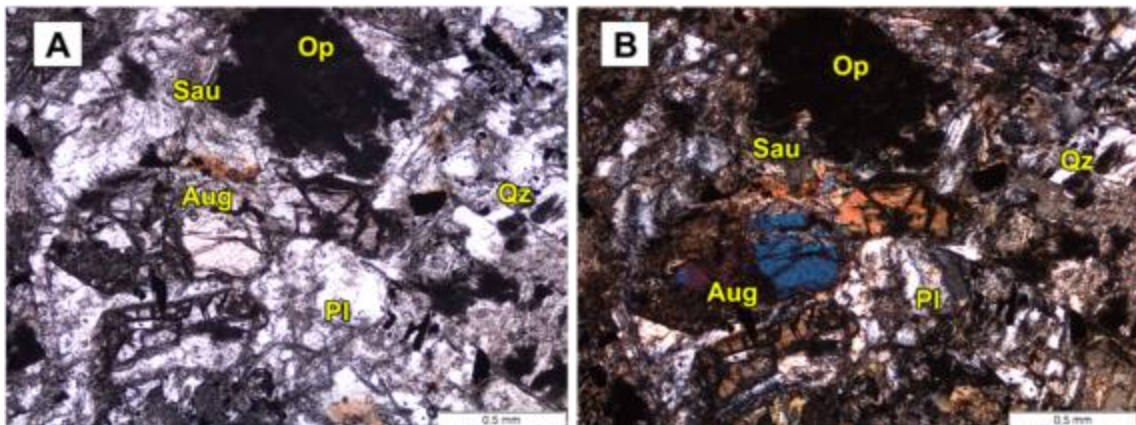
Pode-se observar cristal de plagioclásio com geminação polissintética, bem como um grande cristal de titano-augita responsável pela textura ofítica/subofítica. (A) Nicóis paralelos; (B) Nicóis cruzados.

Os cristais de titano-augita possuem pleocroísmo rosado com cor de interferência azul ou alaranjada (**Figura 8.5.5**), relevo médio e os cristais apresentam fissuras. Possuem granulação média com cristais de aproximadamente 1mm.

Os minerais opacos possuem hábito tabular com alguns golfos em seus contatos (**Figura 8.5.5**) e estão presentes em quantidade significativa na lâmina.

Os cristais de quartzo têm granulação muito fina e cristais sub-angulosos a angulosos e estão em quantidade muito baixa na lâmina.

Figura 8.5.5 - Fotomicrografias da amostra 70 (Dique de Diabásio).



Pode-se observar um grande cristal de titano-augita, bem como o cristal tabular de opaco. (A) Nicóis paralelos; (B) Nicóis cruzado.

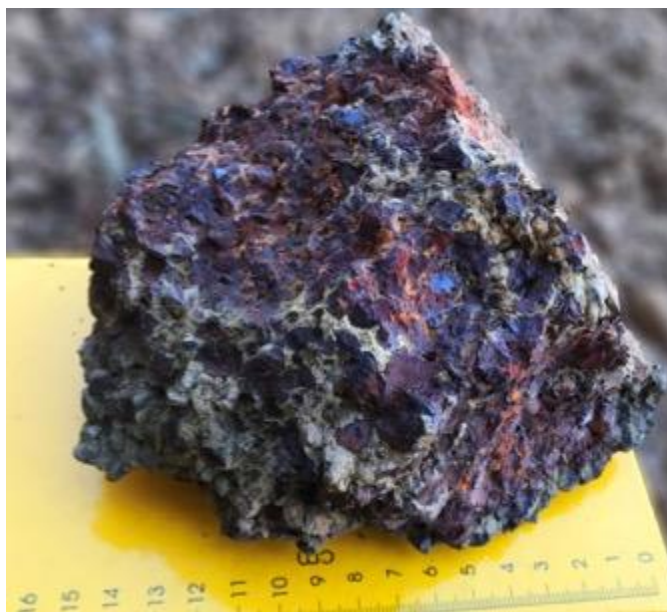
8.6 COBERTURA DETRITO-LATERITICA FERRUGINOSA

As coberturas detrito-lateríticas ferruginosas são compostas por quartzo e argilominerais, apresentam horizontes concrecionários de óxidos e hidróxidos de ferro. Esses depósitos recobrem parcialmente diversas unidades da área do Projeto Monte do Carmo (Ribeiro & Alves, 2017). Nos domínios da Bacia do Parnaíba, as coberturas se desenvolvem quase exclusivamente sobre os siltitos e arenitos finos da Formação Pimenteiras. São encontradas também em áreas planas dos topos das serras.

Grande parte da cobertura superficial da área II é composta por coberturas lateríticas como pode se ver no mapa da **Figura 8.1.1** (mapa geológico da subárea II). As rochas dessa unidade possuem cor vermelho-amarelada, com alta porosidade e baixa densidade, possuem cerca de 30% de quartzo, sendo 40% de grãos leitosos e 60% de grãos hialinos. Os grãos de quartzo possuem até 3mm. Observou-se a presença de pisólitos em quantidade expressiva na

maioria dos afloramentos. Os grãos de quartzo são envoltos em filme de goethita e alguns poros também possuem filmes de goethita, outros poros estão preenchidos por *pedum* (material de cor marrom). A textura geral da rocha é vermiforme devido ao formato e quantidade de seus poros (Figura 8.6.1). Todos os afloramentos encontrados foram de crosta laterítica do tipo tabular.

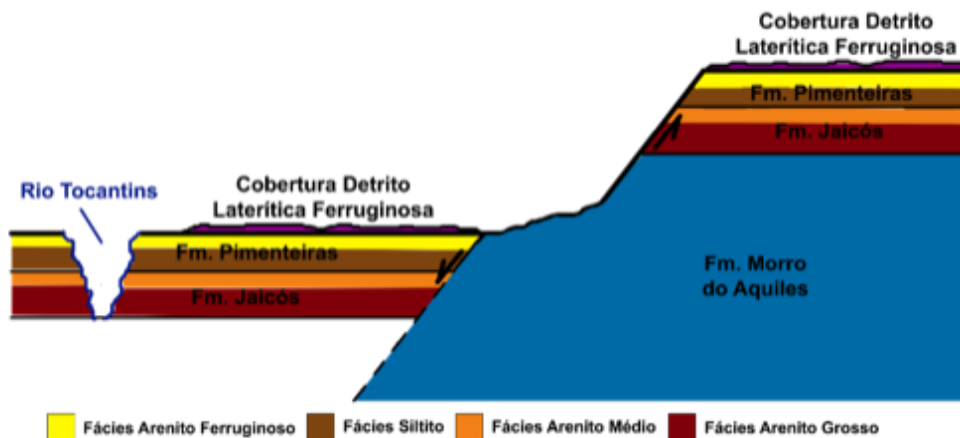
Figura 8.6.1 - Bloco de crosta laterítica vermiforme (Ponto 021).



Bloco de crosta laterítica vermiforme, de cor vermelho arroxeado, com preenchimento de poros com pedum, filmes de goethita em torno de poros e de grãos de quartzo.

Com a separação dessas 7 unidades e utilizando os conceitos de *graben & horst*, apresentados no capítulo de evolução tectônica, bem como a literatura e os litotipos encontrados durante os trabalhos de campo, pode-se estimar uma estratigrafia para a área II como mostrado na Figura 8.6.2.

Figura 8.6.2 - Desenho esquemático do perfil estrutural da subárea II.

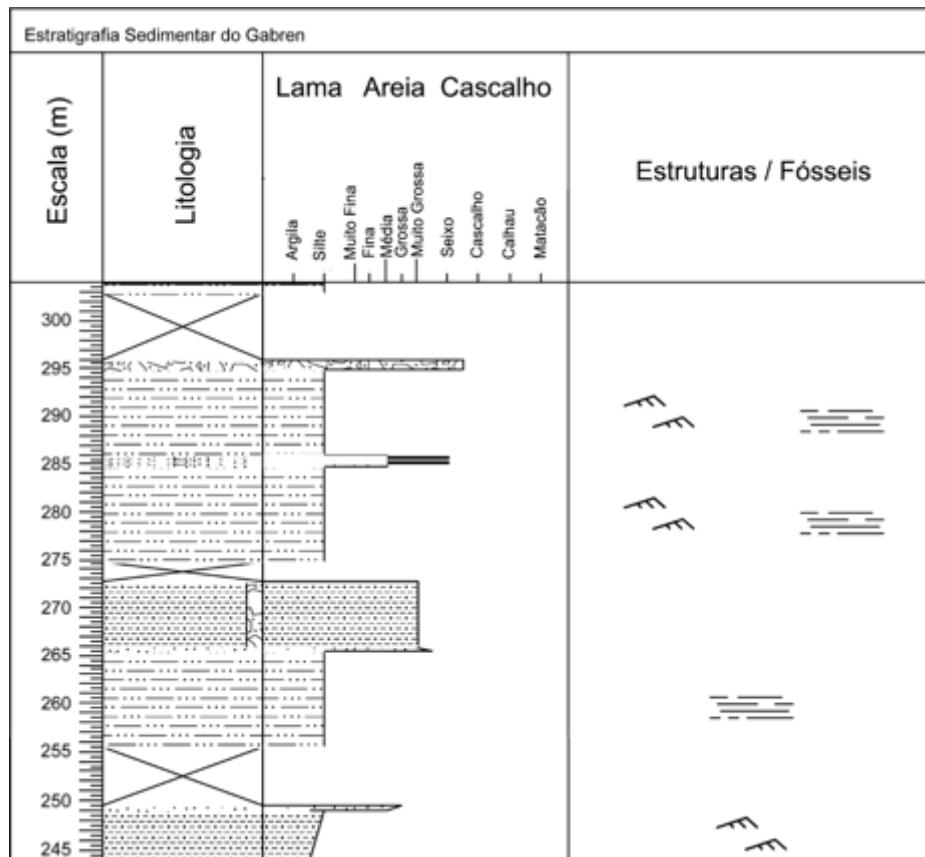


Desenho esquemático mostrando o conceito estrutural defendido para área II, bem como uma estimativa da estratigrafia local. Como trata-se de uma ilustração explicativa, não há fidelidade a dimensões nem escalas.

8.7 COLUNA ESTRATIGRÁFICA

A partir da compilação dos dados de campo, foi construída uma coluna sedimentar da porção associada ao Gráben de Porto Nacional. (Figura 8.7.1).

Figura 8.7.1 - Coluna Estratigráfica do Gráben de Porto Nacional.



9 GEOQUIMICA

9.1 INTRODUÇÃO

A análise geoquímica das amostras selecionadas, após a caracterização petrográfica e geológica das unidades cartografadas, é uma importante ferramenta na discriminação e interpretação petrológica de litotipos.

O Projeto Monte do Carmo elegeu 94 amostras para análise litoquímica dos elementos maiores e menores. Buscou-se selecionar um maior número possível de fácies que abrangessem o maior número de unidades cartografadas.

Os objetivos das análises foram:

- Classificar e discriminar com maior precisão os vários tipos composicionais das rochas observadas em campo;
- Discriminar e reunir grupos de composição similar em termos de sua natureza e linhagem;
- Estabelecer diferenças químicas entre tipos petrográficos homogeneizados durante o metamorfismo;
- Identificar a natureza dos protólitos;
- Comparação com a bibliografia previamente estudada.

Os resultados analíticos dos elementos maiores encontram-se no **anexo X** deste relatório

9.2 METODOLOGIA

9.2.1 Perda ao Fogo (PF)

A Perda ao Fogo foi quantificada pelo método gravimétrico de obtenção dos sólidos voláteis por perda ao fogo (**Quadro 9.2.1**).

Quadro 9.2.1 - Protocolo determinação de matéria orgânica e sólidos voláteis.

Determinação de matéria orgânica e sólidos voláteis	
1 - Pesar o cadinho de porcelana vazio (Mcv)+ 1,0000 ± 0,0001g de amostra (Ma);	
2 - queimar por 8h em forno mufla a 500°C;	
3 - esfriar em dessecador e obter o peso (Mf);	
4 - calcular a porcentagem de PF pela fórmula: [(Mcv + Ma) - Mf]*100/Ma;	
5 - repetir os passos de 2 a 4. Considerar a PF efetiva caso a diferença de uma queima para outra não ultrapassar 2%. Caso seja maior repetir os passos de 2 a 4.	

9.2.2 Digestão das Amostras

Em laboratório limpo, as amostras de rochas, assim como as crostas laterítica foram digeridas seguindo o protocolo abaixo, **Quadro 9.2.2**, com mistura ácida (HF, HCl, HNO₃) e H₂O₂ em savilex® e utilização de chapa quente e capela de exaustão.

9.2.3 Determinação Química

As soluções coletadas obtidas em laboratório por digestões foram analisadas para a determinação da concentração de elementos maiores e de alguns traços por ICP_OES (Agilent 5100 Dual-View no Laboratório de Geoquímica da UnB.

Quadro 9.2.2 - Protocolo de abertura de amostras em Savillex®.

Etapa	Procedimento
1	Pesa-se a amostra de forma a obter 0,1 g
2	Adição de 4 ml de HF + 1 ml de HNO ₃ à 120 °C por 36 horas
3	Após a evaporação à 90 °C, adição de 3 ml de HCl 6 M+ 1 ml de HNO ₃ à 120 °C por 48 horas. Após esta etapa, se ainda houver matéria orgânica não dissolvida, adiciona-se 2 ml de H ₂ O ₂ + 2 ml de HNO ₃ à frio por 24 horas e mais 12 horas a 120 °C. Se a dissolução total ocorrer passa-se para a etapa 4. Caso contrário, adiciona-se pequenas alíquotas de 0,5 ml de H ₂ O ₂ em chapa quente à 60 °C com cuidado e atenção para evitar o

Etapa	Procedimento
	desprendimento de gases de forma vigorosa. Prossegue-se esta etapa até a completa eliminação da matéria orgânica.
4	Após evaporação à 90 °C, adição de 2 ml de HCl 6M à 120 °C por 24 horas.
5	Após evaporação à 90 °C, adição de 1 ml de HCl 6M à 120 °C por 8 horas
6	Após evaporação à 90 °C, o resíduo foi solubilizado em solução de HCl 2M e diluído ate obter volume final de 25ml.

9.2.4 Microsonda Eletrônica

As análises foram realizadas no equipamento JEOL modelo JXA-8230, sob voltagem de 15kV e corrente de 1,5 mA; o tempo de contagem de 10 a 20 segundos conforme o elemento e o foco de aproximadamente 01 µm. Os elementos Si, Ti, Al, Fe, Mg, Mn, Ca, Na, K, P (ferro assumido como Fe²⁺) determinados sobre lâminas delgadas, polidas e metalizadas com carbono.

10 GEOQUÍMICA

10.1 INTRODUÇÃO

A geoquímica do projeto Monte do Carmo foi feita por três métodos, microsonda eletrônica, EDS e Fluorescência de Raios-X. Os Quadros 10.1.1 e 10.1.2 compilam as amostras analisadas pela subárea II e as amostras integradas utilizadas para compreender as rochas da subárea II.

Quadro 10.1.1 - Quadro de Análise de Rocha Total.

Análises de Rocha Total			
AREA/AUTOR	PONTO	ROCHA	Unidade
II	TF18_II_1	Granito duas micas	Granito Zacarias
II	TF18_II_146	Msc Bt Gnaiss	Formação Morro do Aquiles
II	TF18_II_83	Ultramáfica hidrotermalizada	Formação Morro do Aquiles
II	TF18_II_82	Gondito	Formação Morro do Aquiles
VI	TF18_VI_154	Granito milonitizado	Granito Santana
VI	TF18_VI_156	Xisto milonitizado	Formação Morro do Aquiles
VII	TF18_VII_66b	Granito	Granito Torre
VII	TF18_VII_146	Granito	Suíte Manduca
VII	TF18_VII_85	Xisto	Formação Morro do Aquiles

Quadro 10.1.2 - Quadro de Análises de Microsonda Eletrônica.

Análises de Microsonda Eletrônica			
AREA/AUTOR	PONTO	ROCHA	Unidade
II	TF18_II_1	Granito duas micas	Granito Zacarias
II	TF18_II_146b	Anfibolito	Formação Morro do Aquiles
II	TF18_II_83	Ultramáfica hidrotermalizada	Formação Morro do Aquiles
I	TF18_I_78	Gondito	Complexo Porto Nacional Paraderivada
II	TF18_II_63	Granito hidrotermalizado	Granito Zacarias

10.2 GEOQUÍMICA DE ROCHA TOTAL

A análise geoquímica das amostras selecionadas, após a caracterização petrográfica e geológica das unidades cartografadas, é uma importante ferramenta na discriminação e interpretação petrológica de litotipos.

O Projeto Monte do Carmo elegeu 94 amostras para análise litoquímica dos elementos maiores e menores. Buscou-se selecionar um maior número possível de fácies que abrangessem o maior número de unidades cartografadas.

Os objetivos das análises foram:

- Classificar e discriminar com maior precisão os vários tipos composicionais das rochas observadas em campo;
- Discriminar e reunir grupos de composição similar em termos de sua natureza e linhagem;
- Estabelecer diferenças químicas entre tipos petrográficos homogeneizados durante o metamorfismo;
- Identificar a natureza dos protólitos;
- Comparação com a bibliografia previamente estudada.

Os resultados analíticos dos elementos maiores encontram-se no **anexo X** deste relatório.

10.3 FUNÇÃO DESCRIMINATÓRIA DE SHAWN

Gnaisses de composição Quartzo-feldspática tem a determinação do protólito não trivial, e é fundamental entender se certos minerais (como a grafita, por exemplo) são ígneos reliquiares ou indicadores de metamorfismo. Para auxiliar nesta diferenciação, foi utilizada a função discriminatória de Shawn (1971).

$$DF = 10.44 - 0.21SiO_2 - 0.32Fe_2O_3, (Fe \text{ total}) - 0.98MgO + 0.55CaO + 1.46Na_2O + 0.54K_2O$$

Os resultados estão no **Quadro 10.3.1**. Valores negativos indicam rochas paraderivadas e valores positivos, ortoderivadas. A margem de erro aproximada para estes resultados é de ± 2 unidades.

Quadro 10.3.1 - Quadro de Discriminação de Shawn.

AREA/AUTOR	PONTO	ROCHA	Unidade	DF
I	TF18_I_17	Granulito	Complexo Porto Nacional (Paraderivado)	-5,13
II	TF18_II_146	Gnaiss granítico	Formação Morro do Aquiles	0,34
III	TF18_III_131	Paragnaisse grafitoso	Complexo Porto Nacional (Paraderivado)	-3,30
V	TF18_V_64q	Rocha associada ao paragnaisse	Complexo Porto Nacional (Paraderivado)	-10,18
V	TF18_V_64g	Paragnaisse grafitoso	Complexo Porto Nacional (Paraderivado)	-9,62
VI	TF18_VI_156	Xisto milonitizado	Formação Morro do Aquiles	0,75
VII	TF18_VII_85	Xisto	Formação Morro do Aquiles	-2,00
X	TF18_X_156	Granito tipo S	Complexo Porto Nacional (Paraderivado)	0,04
X	TF18_X_149	Paragnaisse grafitoso	Complexo Porto Nacional (Paraderivado)	-0,86
XII	TF18_XII_139 a	Xisto grafitoso	Formação Morro do Aquiles	-4,62
XII	TF18_XII_139 b	Xisto grafitoso	Formação Morro do Aquiles	-4,27
XIV	TF18_XIV_22	Metassedimentar	Xenólito na Suíte Ipueiras	-1,40
CPRM	PS-303		Complexo Porto Nacional (Paraderivado)	-3,98
CPRM	PS-308		Complexo Porto Nacional (Paraderivado)	-11,03
CPRM	PS-295		Complexo Porto Nacional (Paraderivado)	-0,23
CPRM	PS-309		Complexo Porto Nacional (Paraderivado)	1,24
CPRM	PS-189		Complexo Porto Nacional (Paraderivado)	-3,33
CPRM	PS-301		Complexo Porto Nacional (Paraderivado)	-1,87
CPRM	PS-304		Complexo Porto Nacional (Paraderivado)	-2,31

As análises foram validadas com dados da literatura. O elevado hidrotermalismo destas rochas possibilita que a depleção em álcalis faça com que rochas que são na verdade ortoderivadas sejam classificadas como paraderivadas. A ação hidrotermal altera a composição química, portanto, em especial para rochas com ação hidrotermal muito intensa o DF de Shawn não é confiável. De forma geral, o coeficiente confirma as suspeitas petrográficas. A análise trouxe um início de que o a Formação Morro do Aquiles é Paraderivada (TF18_VII_85).

10.4 FORMAÇÃO MORRO DO AQUILES VS. COMPLEXO GRANULÍTICO PORTO NACIONAL PARADERIVADO

O embasamento Paleoproterozóico é representado pelas Formações Morro do Aquiles e Complexo Porto Nacional. Uma das questões abordadas é se existe correlação entre o xenólito encontrado na Suíte Ipueira com o embasamento. Cabe ressaltar que os gnditos, presentes em

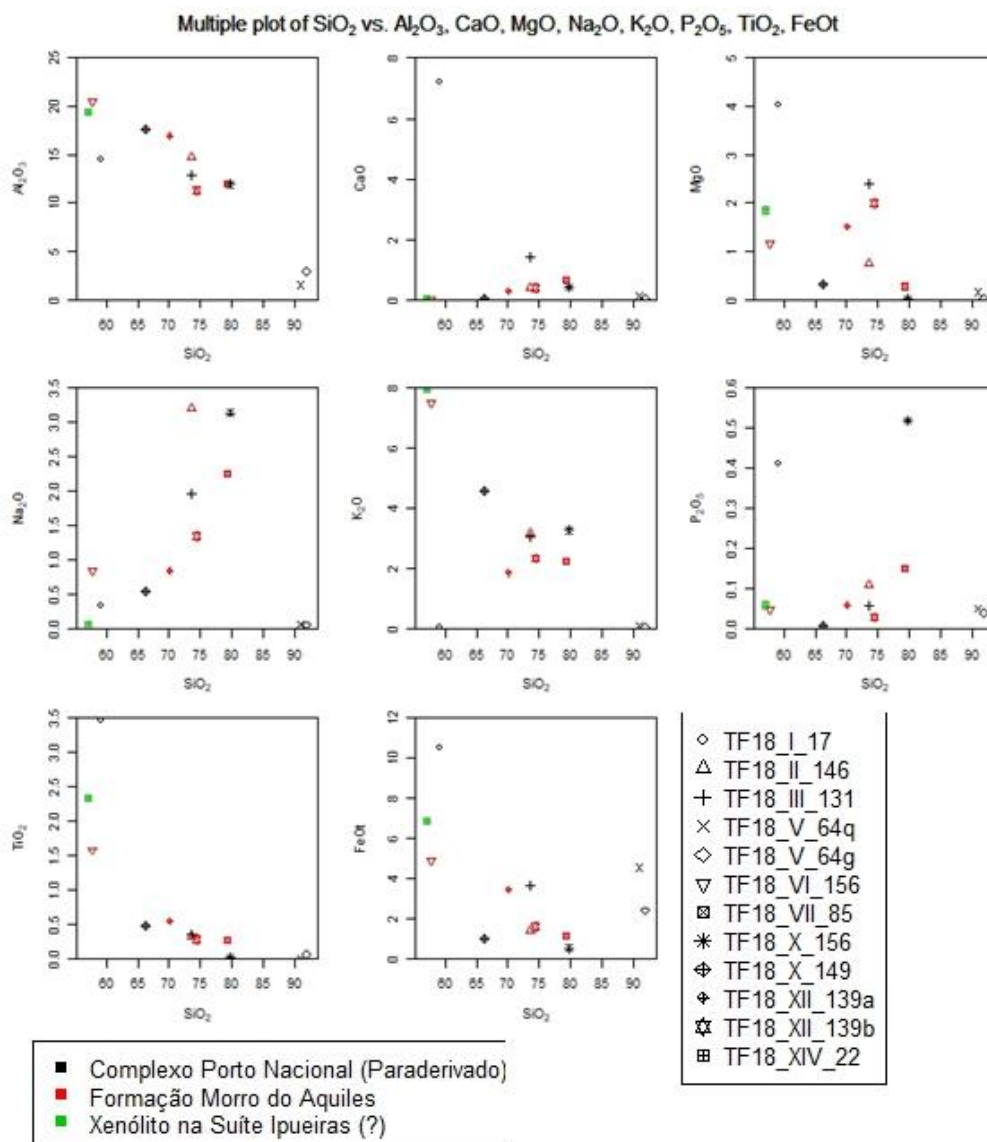
ambas as unidades que representam o embasamento foram analisados a parte. O **Quadro 10.4.1** compila as amostras de ambas as formações.

Quadro 10.4.1 - Relação de amostras das formações Porto Nacional, Morro do Aquiles e Suíte Ipueiras.

Área	Amostra	Rocha	Unidade
I	TF18_I_17	Granulito	Complexo Porto Nacional (Paraderivado)
II	TF18_II_146	Gnaiss granítico	Formação Morro do Aquiles
III	TF18_III_131	Paragnaisse grafitoso	Complexo Porto Nacional (Paraderivado)
V	TF18_V_64q	Quartzito associado paragnaisse	Complexo Porto Nacional (Paraderivado)
V	TF18_V_64g	Paragnaisse grafitoso saprolitizado	Complexo Porto Nacional (Paraderivado)
VI	TF18_VI_156	Xisto milonitizado	Formação Morro do Aquiles
VII	TF18_VII_85	Xisto	Formação Morro do Aquiles
X	TF18_X_156	Granito	Complexo Porto Nacional (Paraderivado)
X	TF18_X_149	Paragnaisse grafitoso	Complexo Porto Nacional (Paraderivado)
XII	TF18_XII_139a	Xisto grafitoso	Formação Morro do Aquiles
XII	TF18_XII_139b	Xisto grafitoso	Formação Morro do Aquiles
XIV	TF18_XIV_22	Metassedimentar	Xenólito na Suíte Ipueiras

Buscou-se entender as correlações entre as rochas do embasamento via gráficos de distribuição dos elementos maiores nestas rochas paraderivadas (**Figura 10.4.1**).

Figura 10.4.1 - Diagrama de variação a partir elementos maiores (% peso) vs. SiO₂.



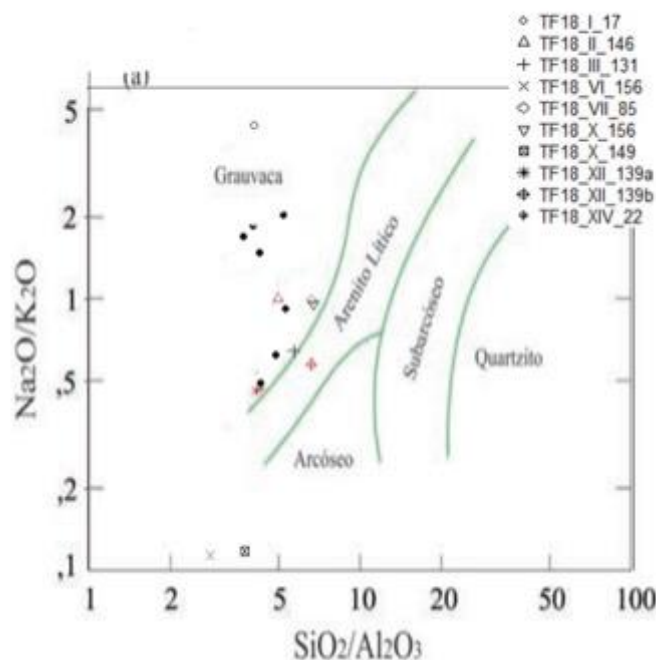
O estudo mostra correlação positiva da SiO₂ e: Na₂O e P₂O₅. Há correlação negativa da SiO₂ e: Al₂O₃. Não foi percebida assinatura geoquímica diferenciada para rocha do embasamento (formação morro do aquiles e Complexo Porto nacional)

Os mobilizados associados as paraderivadas têm mais de 90% de SiO₂, e sua análise de elementos maiores é pouco efetiva

O alto K e o estudo petrológico do xenólito indica que a rocha sofreu alteração hidrotermal de sua assembleia geoquímica, portanto, não podemos esperar resultados que permitem inferir o protólito através de análise de rocha total.

O estudo de protólito destas rochas foi elaborado através do diagrama de Pettijonh et al (1972), (Figura 10.4.2).

Figura 10.4.2 – Diagrama de Pettijohn.



Os pontos pretos foram obtidos na literatura.

Portanto, temos predomínio de grauvacas como prováveis protólitos. As amostras TF18_VI_156 e TF18_X_149 estão fora da curva, indicando alguma alteração nestas rochas. Ainda é inconclusivo, portanto, o protólito da TF18_VI_156 ainda é inconclusivo.

10.5 GONDITO

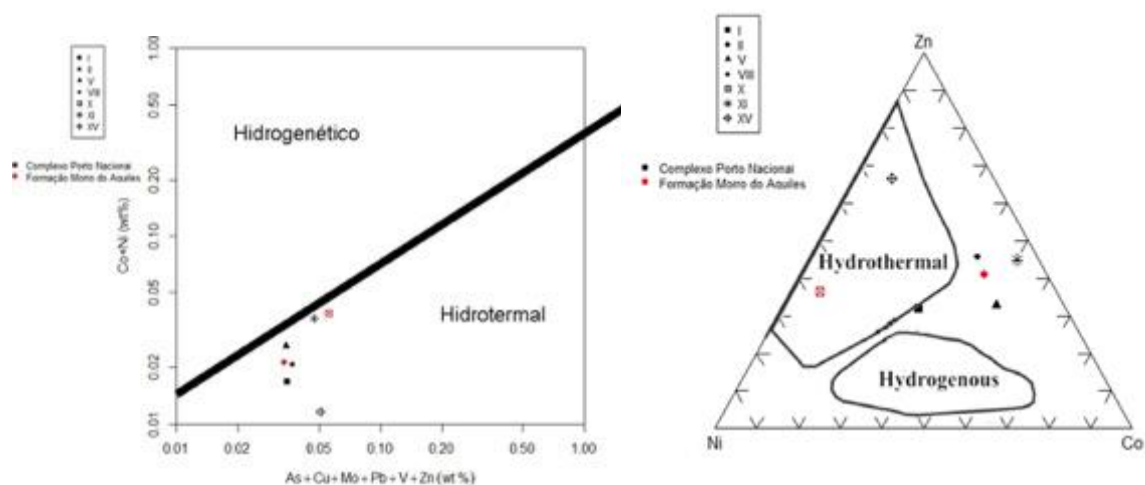
Os gonditos foram encontrados em ampla distribuição na área de estudo e ocorrem inseridos no Complexo Porto Nacional e Formação Morro do Aquiles. As análises buscaram diferenciar os gonditos de cada formação e identificar a origem destes como produto hidrotermal, supergênico ou hidrogénico (precipitação de nódulos de Mn), essas informações podem ajudar a entender o regime tectônico no qual estava o assoalho oceânico durante a precipitação do manganês. (Roy, 1997). Os gonditos que receberam análise química estão relacionados no [Quadro 10.5.1](#).

Quadro 10.5.1 - Relação de Amostras de Gondito com sua Respectiva Unidade.

Amostra	Unidade
TF18_X_89	Formação Morro do Aquiles
TF18_II_82	Formação Morro do Aquiles
TF18_V_79	Complexo Porto Nacional (Paraderivado)
TF18_V_65	Complexo Porto Nacional (Paraderivado)
TF18_VIII_68	Complexo Porto Nacional (Paraderivado)
TF18_I_78	Complexo Porto Nacional (Paraderivado)
TF18_XI_110	Complexo Porto Nacional (Paraderivado)
TF18_XV_170	Complexo Porto Nacional (Paraderivado)

Os resultados foram analisados por meio do diagrama ternário Ni-Zn-Co, modificado de Chai e Hariva (1992), conforme exibe a Figura x, alguns resultados de ambas as unidades indicam gênese por processos hidrotermais e apresentam distribuição homogênea, de forma a não ser possível diferenciar estes de acordo com sua unidade. Para melhor análise dos resultados, os dados também foram analisados por meio do diagrama da razão $As+Cu+Mo+Pb+V / Co+Ni$ (Figura 10.5.1), de forma que todas as amostras apresentam origem hidrotermal.

Figura 10.5.1 - Diagrama Ternário Ni-Zn-Co (modificado de Choi e Hariya 1992) e diagrama da da razão $As+Cu+Mo+Pb+V / Co+Ni$ (adaptado de Nicholson, 1992).



Foram realizados tratamentos estatísticos nos gonditos de cada grupo, buscando identificar diferenças composicionais e não foi encontrado neste estudo diferença entre os gonditos do Morro do Aquiles e do Complexo Porto Nacional. Portanto, são necessárias mais estudos e análises.

10.6 PLUTÔNICAS SIN- A PÓS- TECTÔNICAS NA FORMAÇÃO MORRO DO AQUILES

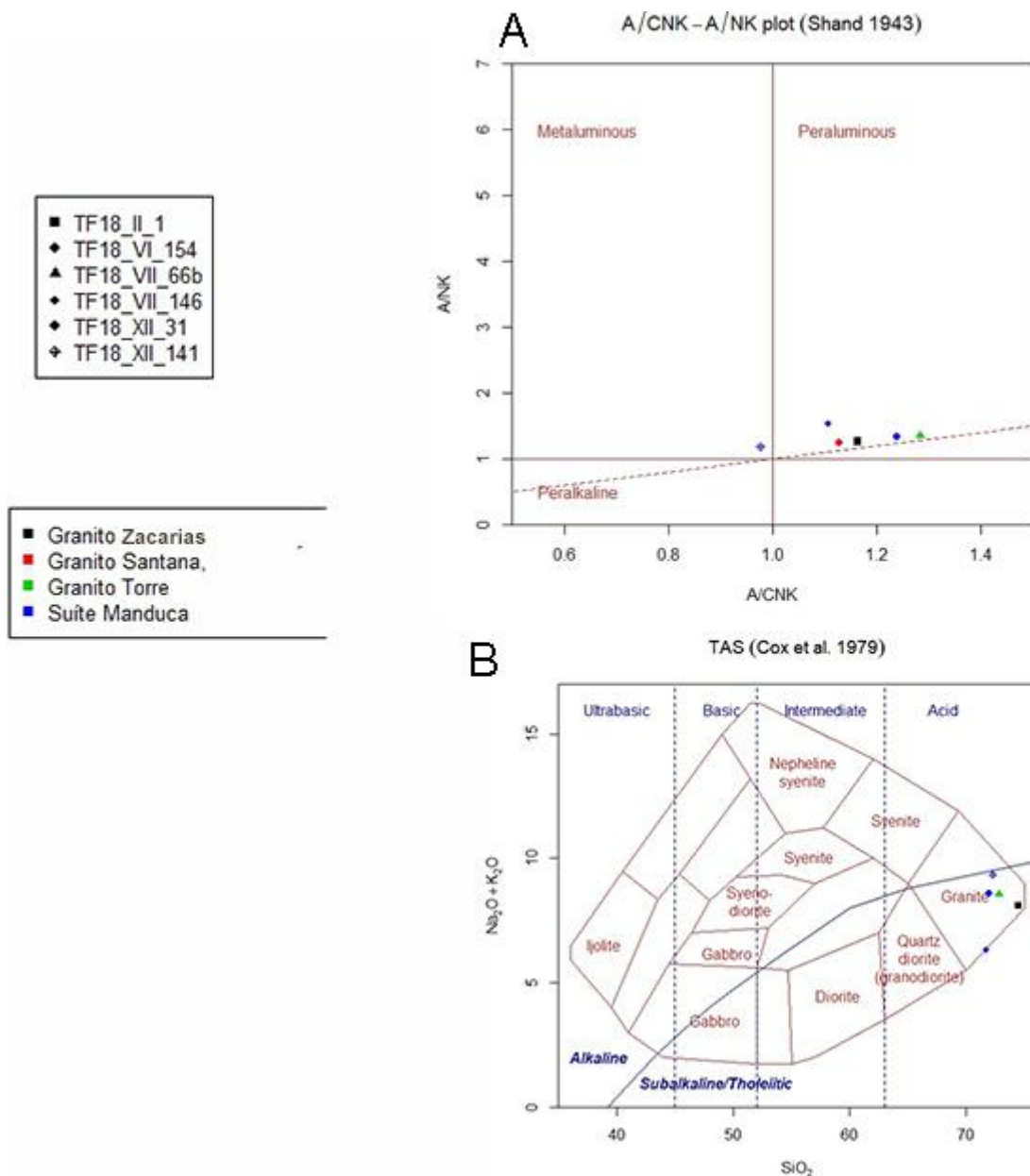
As rochas plutônicas localizam-se no centro norte do projeto Monte do Carmo, principalmente na área II, VII e XII e são representadas por corpos graníticos intrusivos nos xistos da formação Morro do Aquiles. Elas correspondem aos granitos Torre, Santana e à suíte granítica Manduca, além de lentes graníticas com orientação paralela a Formação Morro do Aquiles. Foram realizadas 5 análises químicas nestes granitos (**Quadro 10.6.1**).

Quadro 10.6.1 - Rochas inseridas na unidade Morro do Aquiles.

Amostra	ROCHA	Unidade
TF18_II_1	Granito sin-tectônico	Granito Zacarias
TF18_VI_154	Granito milonitizado	Granito Santana
TF18_VII_66b	Granito	Granito Torre
TF18_VII_146	ígneia plutônica	Suíte Manduca
TF18_XII_31	Granito milonito	Suíte Manduca
TF18_XII_141	Granito Porfirítico	Suíte Manduca

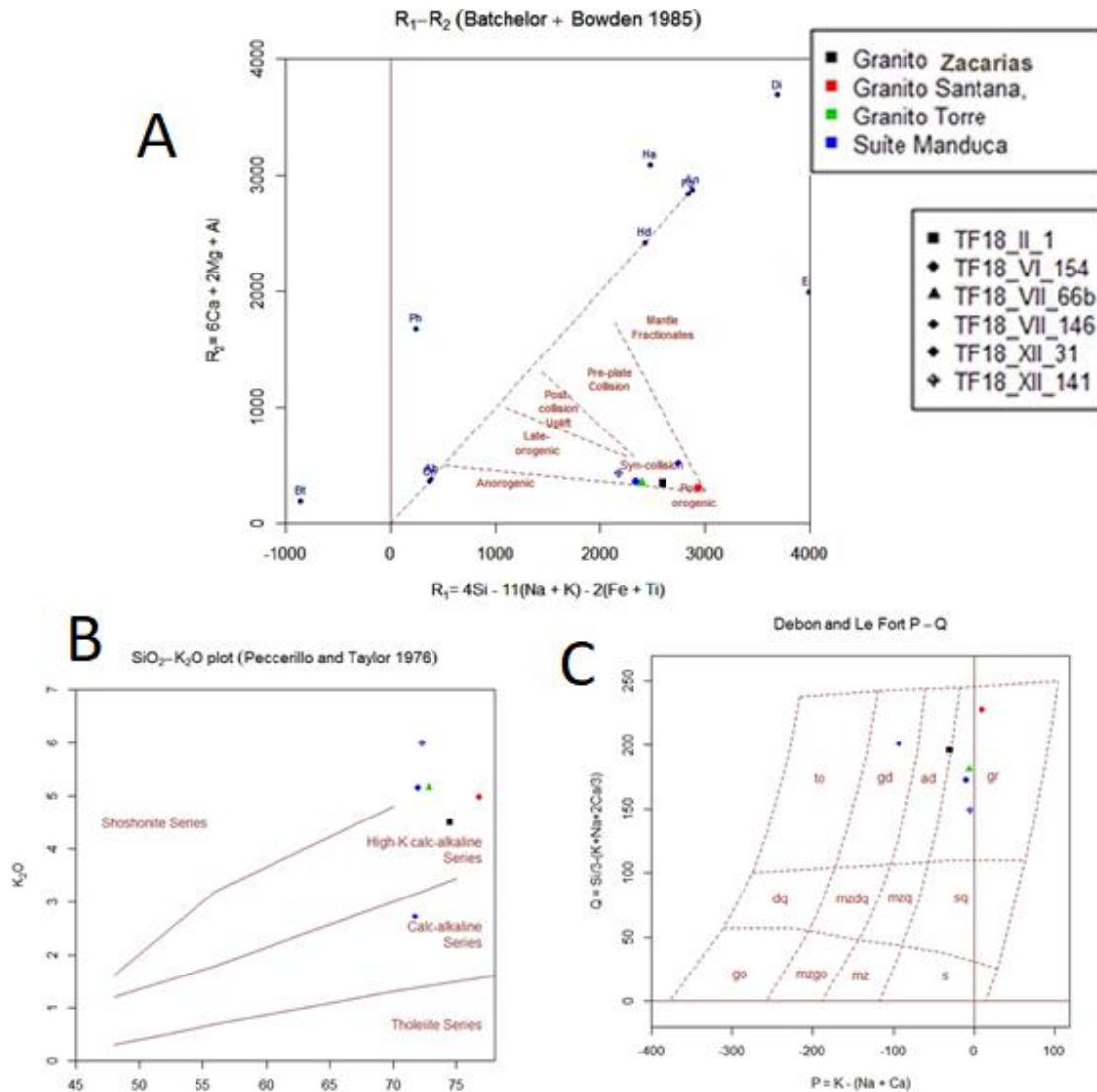
Estas rochas foram submetidas a alteração hidrotermal, o que altera a sua composição química, portanto, é necessário cuidado com estes resultados. Foram gerados diagramas composicionais (**Figura 10.6.1 e 10.6.2**) para melhor compreensão da relação dos granitos encontrados no Projeto com os granitos descritos na literatura.

Figura 10.6.1 - Diagramas composicionais A/CNK-A/NK e Tas.



A) Diagrama de Shand (1943) mostrando a classificação dos granitos de acordo com os teores dos óxidos de Al (A), Ca (C), Na (N) e K (K). B) Diagrama TAS (Cox et al.1979) usado para classificação de rochas vulcânicas básicas a ácidas.

Figura 10.6.2 - Diagramas Composicionais R1-R2, P-Q, SiO₂-K₂O.



A) Diagramas de classificação tectônica de Batchelor & Bowden (1985). B) Diagrama SiO₂ x K₂O (Peccerillo & Taylor, 1976) C) Diagrama de classificação geoquímica PxQ (Debon and Le Fort 1983). (gr) granito, (ad) adamelito, (gd) granodiorito, (to) tonalito, (sq) quartzo-sienito, (mzq) quartzo-monzonito, (mzdq) quartzo-monzodiorito, (dq) quartzo-diorito/gabro, (s) sienito, (mz) monzonito, (mzgo) monzogabro, (go) gabro/diorito.

O diagrama de Peccerillo e Taylor (1976) indica enriquecimento em álcalis, associado a hidrotermalismo.

11 GEOLOGIA ESTRUTURAL DO PROJETO MONTE DO CARMO

11.1 INTRODUÇÃO

A região do Projeto Monte do Carmo é caracterizada por uma trama anastomosada de *trend* NNE-SSW, onde os contatos entre as unidades litoestruturais são limitados por traços associados a zonas de cisalhamento. Essa trama cisalhante apresenta-se muitas vezes modificadas por falhas normais de *trend* NW-SE, segmentando e embutindo unidades litoestruturais em diferentes níveis.

Zonas de cisalhamento são componentes comuns em vários terrenos metamórficos. Elas dividem grandes regiões em subdomínios ou blocos litotectônicos que contém elementos estruturais e tectônicos primários similares. A compreensão do histórico geológico e os processos tectônicos nessas regiões dependem do entendimento da história tectônica dessas zonas de cisalhamento com as unidades adjacentes.

O mapeamento dessas zonas, assim como a definição dos domínios estruturais, utilizou da integração de dados de aeromagnetometria, imagens de satélite e dados de campo. Nas imagens de aeromagnetometria as zonas de cisalhamento são expressas na forma de estruturas de primeira ordem com forte contraste em relação as estruturas de segunda e terceira. Em imagens de satélite, apresentam forte controle sobre feições superficiais como serras, rios e drenagens, e em campo apresentam tramas miloníticas e outras estruturas indicativas de regime dúctil.

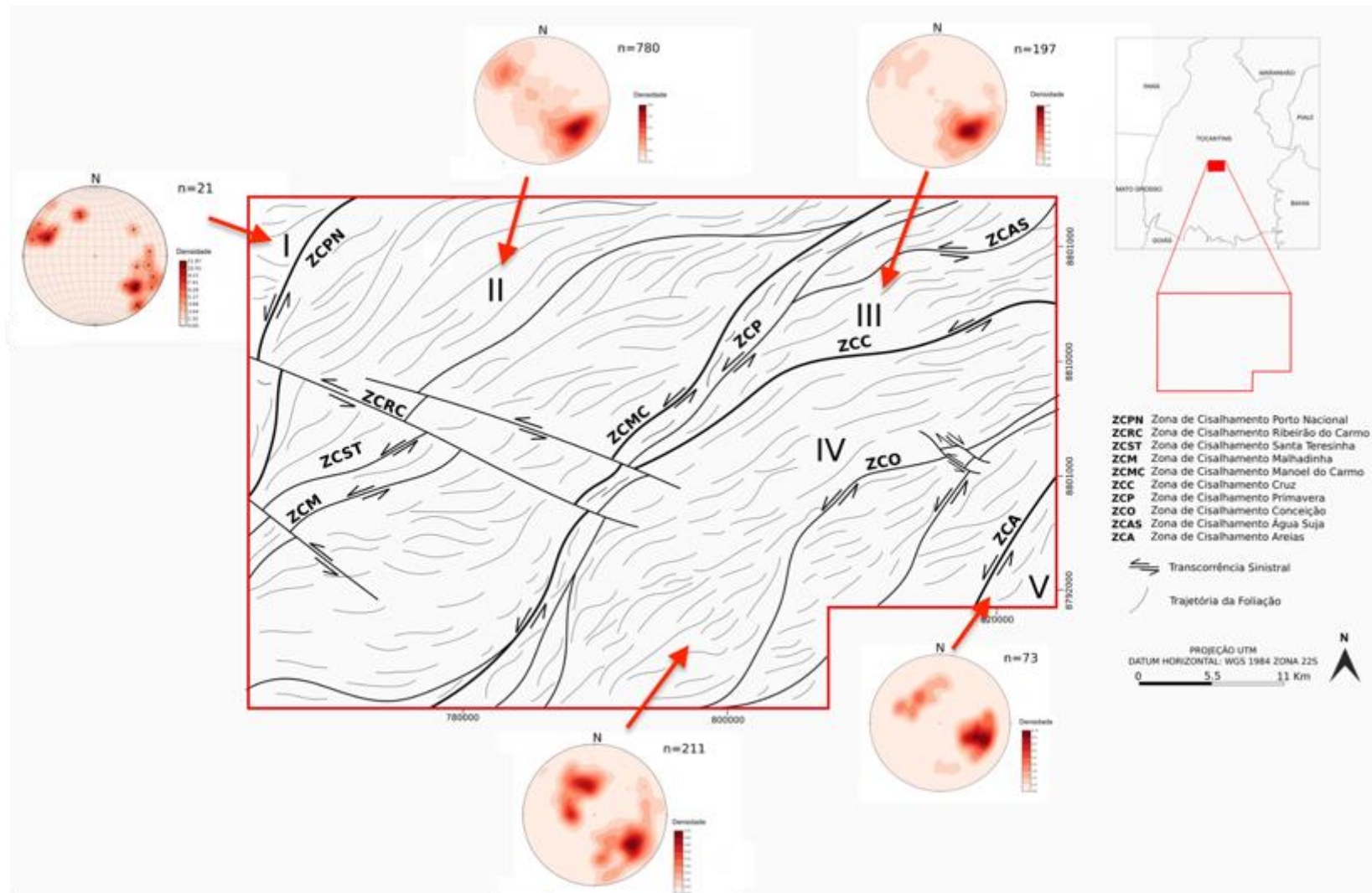
11.2 QUADRO ESTRUTURAL REGIONAL

Ao todo, foram individualizadas 4 zonas de cisalhamento principais, denominadas de: Zona de Cisalhamento Porto Nacional (ZCPN), Zona de Cisalhamento Manoel do Carmo (ZCMC), Zona de Cisalhamento Cruz e Zona de Cisalhamento Areias. Estas zonas de cisalhamento compartimentam a área mapeada em 5 domínios estruturais (**Figura 11.2.1**).

A **ZCPN** está situada na parte oeste da área mapeada, apresenta traço sinuoso de direção NNE-SSW ao norte e N-S na porção sul. Possui aproximadamente 1,5km de espessura e extensão que extrapola a área mapeada. É caracterizada por cisalhamento de alto ângulo com cinemática sinistral.

A **ZCMC** é localizada na parte central do projeto e sua expressão em superfície é bem marcada pela serra homônima. Apresenta *trend* NE-SW nas porções norte e centro, e próximo a extremidade sul da área mapeada sofre uma inflexão súbita que muda seu *trend* para N-S. É caracterizada por cisalhamento de médio a alto ângulo com cinemática sinistral.

Figura 11.2.1 -Mapa de elementos tectônicos regionais e domínios estruturais do Projeto Monte do Carmo.



A **ZCC** compreende uma estrutura de aproximadamente 30 km, situada na porção nordeste da área. Apresenta *trend* NE-SW e cinemática sinistral e é caracterizada por um cisalhamento de médio a alto ângulo.

A **ZCA** é observada no extremo sudeste da área, com extensão de aproximadamente 10 km e *trend* NE-SW.

11.3 DOMÍNIOS ESTRUTURAIS

A definição dos domínios estruturais apresentados a seguir utilizou-se da integração de dados de aeromagnetometria, imagens de satélite e dados de campo para a análise da disposição geométrica das diferentes unidades lito-estratigráficas inseridas na área de estudo. Desta forma, foi possível compartimentar a área em cinco domínios estruturais (**Figura 11.2.1**) onde cada um compartilha certa homogeneidade em termos de natureza e geometria.

11.3.1 Domínio I

Localizado no extremo oeste do Projeto Monte do Carmo este domínio é delimitado a oeste da **CZPN**. É constituído exclusivamente pelas rochas do Granito Matança, um corpo de dimensões batolíticas com fraca anisotropia na sua porção centro sul, a não ser por esparsas bandas de cisalhamento centimétricas, a intensamente milonitizado na porção norte. Essa fábrica tectônica penetrativa é restrita as bordas do corpo, apresenta alto ângulo (70° a 90°) e com direção predominante NNE-SSW.

11.3.2 Domínio II

Este domínio estrutural compreende uma extensa faixa de aproximadamente 30km de largura e orientação NNE-SSW, sendo delimitado a oeste pela **ZCPN** e a leste pela **ZCMC**. Este setor tem como principal característica a foliação regional (Sn) de alto médio a alto ângulo (55° a 90°) anastomosada com *trend* NE-SW a E-W o que acaba configurando uma geometria sigmoidal de cinemática sinistral. As zonas de cisalhamento Santa Teresinha (**ZCST**) e Malhadinha (**ZCM**) acompanham essa geometria sigmoidal. Um sistema de cisalhamento e transcorrência sinistral de direção NW-SE denominado de Zona de Cisalhamento Ribeirão do Carmo (**ZCRC**) é observado na porção central desse domínio. Estas estruturas deslocam as demais zonas de cisalhamento observadas.

As regiões próximas as zonas de cisalhamento apresentam trama milonítica (Sm) de alto ângulo (70° a 80°) e lineações de estiramento mineral de baixo ângulo (15° a 20°) oblíquas as foliações. Essa fábrica tectônica é observada tanto nas bordas quanto nas porções centrais das rochas cristalinas do Complexo Granulítico Porto Nacional, Formação Morro do Aquiles, Suíte Aliança, Suíte Gabbro-Anortosítica Carreira Comprida e Suíte Lajeado.

Também inseridos neste domínio estão as unidades pertencentes a Bacia do Parnaíba, formadas por uma sucessão de rochas sedimentares paleozoicas horizontais a sub-horizontais em contato discordante com o embasamento. Entre as cidades de Brejinho de Nazaré, Escola Brasil e Porto Nacional é possível observar uma forte compartimentação através de falhas normais com *trend* NE-SW, que abatem blocos da Bacia do Parnaíba, resultando em gradientes heterogêneos do relevo, principalmente nas proximidades de Porto Nacional. Uma outra família de estruturas rúpteis possui direção NW-SE e compreende falhas normais e fraturas. A interação entre essas duas famílias resulta em um recorte escalonado da Bacia do Parnaíba, marcado por frentes escarpadas de até 200m.

11.3.3 Domínio III

Este domínio está localizado na porção nordeste da área do projeto. Compreende uma faixa de direção NE-SW de aproximadamente 26 km de comprimento e 15 km de largura. É delimitado a oeste pela **ZCMC** e a sul pela **ZCC**. Engloba as unidades litoestratigráficas intrusivas máfica-ultramáficas e a sequência metavulcano sedimentar indefinida. Apresenta geometria triangular e uma trama levemente anastomosada. Uma das principais características deste domínio são as dobras sinformes, fechadas, inclinadas, com caimento suave para NE e plano axial subvertical que afetam os quartzitos que constituem a Serra Manoel do Carmo. Esta faixa de dobramentos ocorre entre as **ZCMC** e a Zona de Cisalhamento Primavera (**CZP**). As foliações regionais *Sn* neste domínio são de mergulho moderado a alto, variando de 50 a 84 graus em *trend* NE-SW.

11.3.4 Domínio IV

O domínio IV localiza-se no centro-leste da área e compreende uma faixa de 30 km de largura por 50 km de comprimento que engloba a unidade metavulcano sedimentar indefinida e a Suíte Plutono-Vulcânica Ipueiras, orientados predominantemente a NE-SW. É limitado pela

ZCMC, a oeste, e pela **ZCA**, a leste.

Neste compartimento há o predomínio de deformações rúpteis-dúcteis, com a presença de foliação regional em rochas metassedimentares e diversas zonas de cisalhamento. Na extremidade oeste do domínio a foliação regional apresenta mergulho para WNW e a leste a foliação regional possui mergulho para ESE, constituindo uma estrutura regional.

Na porção central ocorre uma rotação na direção da foliação regional, observada tanto em campo quanto nos produtos geofísicos: as direções mudam gradativamente de N-S na extremidade sul da área para NE-SW à medida que se aproxima do centro da área do projeto, provavelmente em razão da interferência das zonas de cisalhamento. É impressa uma deformação dúctil pronunciada nas serras de rochas metassedimentares, ora mostrando-se com duas foliações superpostas, ora na forma de dobras com eixos NE-SW marcadas em imagens de satélite.

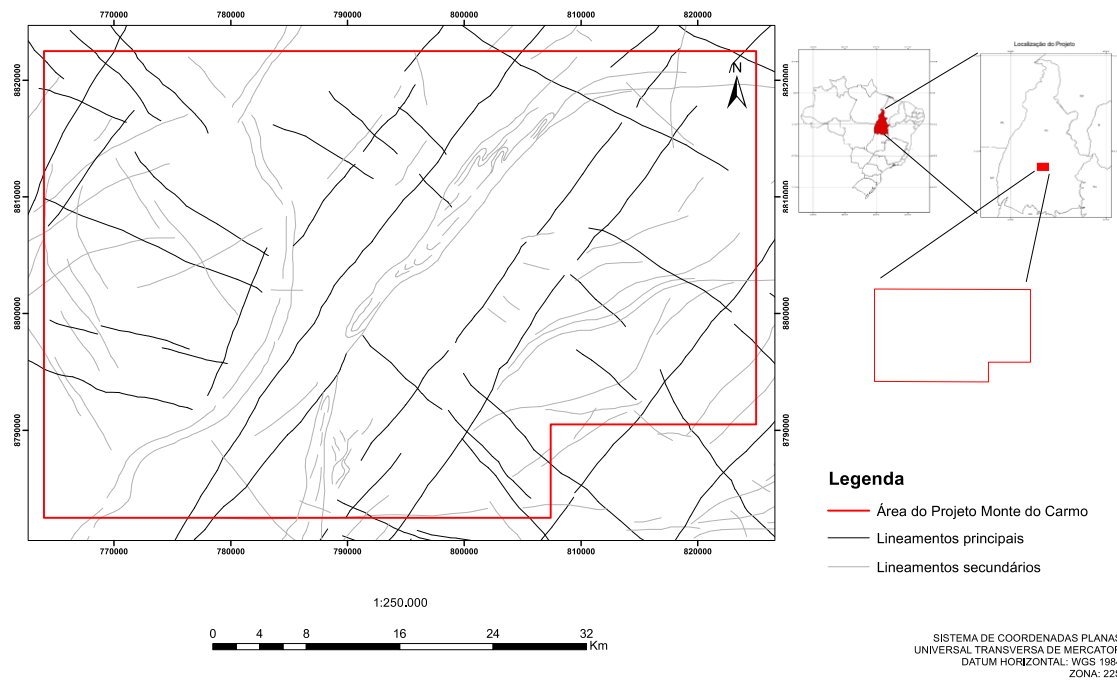
11.3.5 Domínio V

Localizado na extrema posição sudeste da área mapeada este domínio é delimitado a oeste pela **ZCA**. Compreende uma faixa de aproximadamente 10km de largura e 10 km de comprimento que engloba a sequência vulcanossedimentar da Formação Monte do Carmo. Esse domínio é definido pela presença de falhas transcorrentes que cortam toda a área e zonas de cisalhamento de direção NE-SW associadas a rochas vulcânicas máficas, onde ocorrem baixos topográficos. As falhas transcorrentes são observadas na área em zonas de localização da deformação, por meio do adensamento de fraturas que acompanham o *trend* regional NE-SW. Além disso, existem zonas de cisalhamento locais de direção W-E, que rotacionam localmente as foliações regionais e milonítica. Observa-se também um *trend* quase perpendicular de direção NW-SE de deformação rúptil posterior, representado por falhas, juntas e fraturas perpendiculares às estruturas principais.

Estruturas de regime rúptil-dúctil e rúptil são observadas ao longo de todos os domínios descritos. Estas estruturas consistem em duas famílias principais, uma de *trend* NE-SW e outra NW-SE (**Figura 11.3.1**). A interação entre essas duas famílias resulta em um recorte escalonado das unidades litotectônicas, marcada por um pronunciado gradiente de relevo e um forte controle sobre as serras que circundam a área de estudo. Tais feições são observadas principalmente entre as cidades de Porto Nacional e o povoado da Escola Brasil.

Figura 11.3.1 - Mapa de elementos tectônicos rúpteis regionais do Projeto Monte do Carmo.

Mapa de elmentos tectônicos rúpteis regionais do Projeto Monte do Carmo



12 GEOLOGIA ESTRUTURAL DA SUBÁREA II

12.1 INTRODUÇÃO LOCAL

A área mapeada está no contexto do Domínio II, definido pela trama milonítica de mergulho alto e a aleitamento dos contatos geológicos em função do grande sigmoide regional de direção NE em estruturas orientadas seguindo a direção NE (figura abaixo) , composto pela Formação Morro do Aquiles, e são recobertos pela bacia do Parnaíba Há presença de estruturas rúpteis lineares profundas que seguem o *trend* NNW-SE bem como estruturas dúcteis com direção NE-SW.

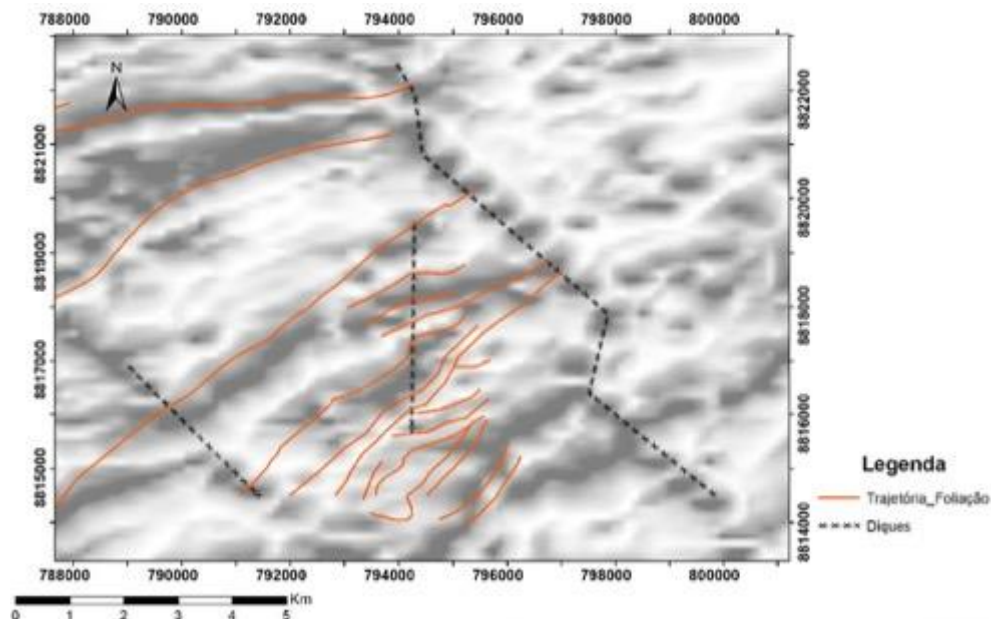
Os contatos litológicos do embasamento são essencialmente tectônicos entre essas unidades se dão por tectônica é essencialmente rúptil-dúctil, sendo que o contato entre o Complexo Porto Nacional e as unidades da Bacia do Parnaíba (Formação Jaicós e Pimenteiras).

12.2 ELEMENTOS DE TRAMA DÚCTIL

12.2.1 Trajetória de Foliações

O mapa da **Figura 12.2.1** consiste nas trajetórias de foliação inferidos para as rochas do embasamento da Área II. Estas trajetórias foram definidas prioritariamente pelas medidas de campo, e de forma secundária, ao produto *Isa/Tilt* do levantamento geofísico. A trajetória indica que a tectônica da área não é puramente cisalhante e as camadas tem dobras em escala regional. Na porção centro-sul da área, o morro do São João atenua o sinal magnético e recobre o embasamento, por isso, nesta porção da área o grau de confiança é reduzido.

Figura 12.2.1 – Mapa de trajetórias de foliação da subárea II.

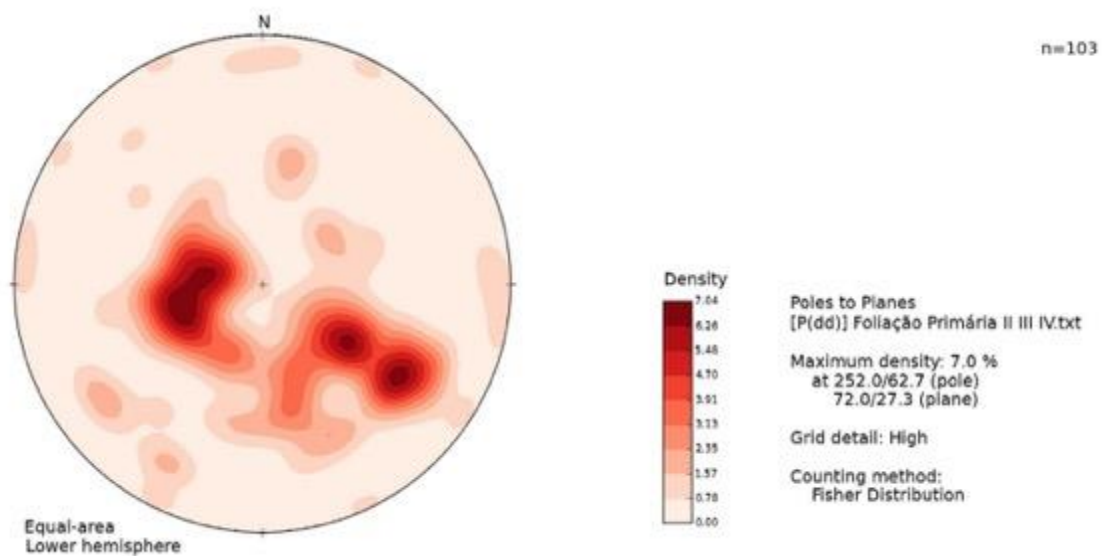


12.2.2 Xistosidade

Os xistos da subárea II ocorrem intercalados com gnaisses principalmente no terreno arrasado da porção sul do Morro São João, em duas direções de foliação: Sn com direção N30E e Sn+1 com direção N50W (Figura 12.2.2), em conformidade com a foliação regional. A xistosidade é marcada por muscovita, biotita ou turmalina.

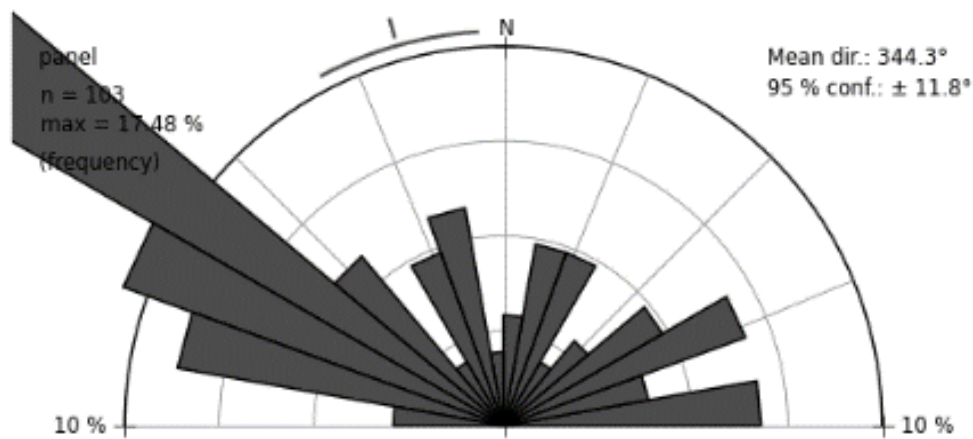
Sn possui direção consistente com a direção da magnetometria da área. Em estudo microtectônico, as foliações que ocorrem neste domínio são associadas a zonas de cisalhamento marcadas por muscovitas indeformadas a pouco deformadas. O diagrama de rosetas da Figura 12.2.3 confirma que apesar do sentido do mergulho variar (ora para NW, ora para SE), a direção é relativamente uniforme, e mesmo as variações na direção da camada são correlatas com variações nas anomalias magnéticas. O Sn alterna sua direção de mergulho em escala de afloramento (Figura 12.2.4). A alternância da direção de mergulho é associada a divisão dos domínios estruturais.

Figura 12.2.2 - Estereograma de foliações Sn.



No estereograma das foliações Sn obtidas pela equipe da subárea II pode-se notar a alternância de sentido de mergulho nas medidas.

Figura 12.2.3 - Diagrama de rosetas das foliações Sn da subárea II.



Apesar de o diagrama de rosetas não ser adequado para representação de foliações, optou-se por utilizá-lo nesta sessão para evidenciar a prevalência de uma direção com maior expressão.

Figura 12.2.4 - Bloco basculado do Granito sin-Tectônico Zacarias.



Nota-se a preservação do plano de cisalhamento e a estrutura de alternância de mergulho de Sn.

Sn+1 é consistente com lineações de relevo que ocorrem por toda a porção onde aflora o embasamento, especialmente no Morro São João. Por vezes, as camadas orientam-se na direção de Sn+1, conforme [Figura 12.2.6](#). Em escala de sensoriamento remoto, como pode ser visto no mapa abaixo, Sn e Sn+1 formam na média ângulo de 90° entre si. Na escala de campo, podemos perceber que a foliação associada com a trajetória de foliações varia entre Sn e Sn+1. O estereograma representativo da foliação Sn+1 pode ser visto na [Figura 12.2.5](#).

Figura 12.2.5 - Estereograma de foliações Sn+1.

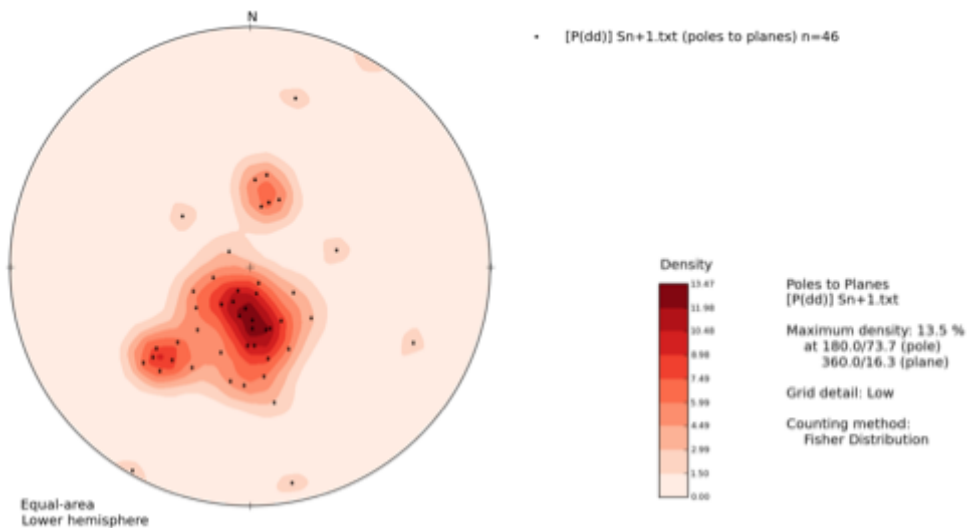
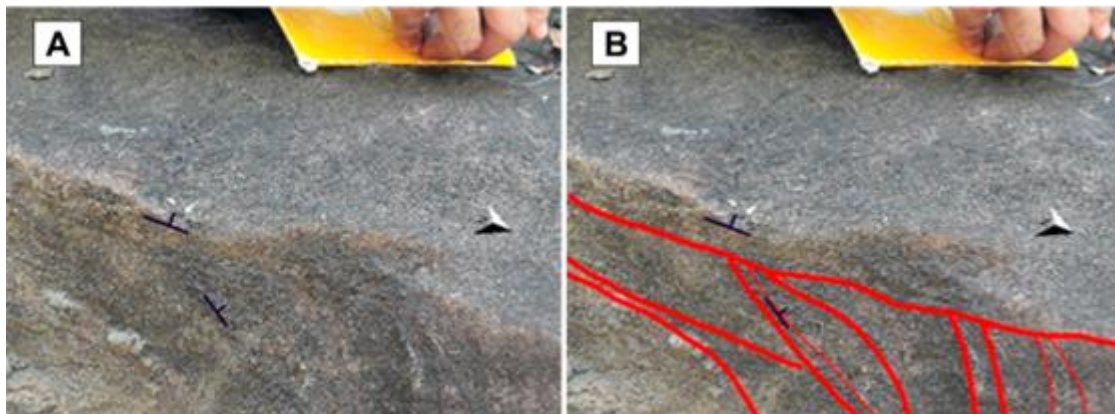


Figura 12.2.6 - Afloramento com presença de Sn e Sn+1.



Neste afloramento é possível ver as duas foliações presentes. Sendo Sn mais horizontalizada e Sn+1 mais inclinada. A) Foto original. B) Foto com marcações esquemáticas.

12.2.3 Bandamento

Os gnaisses estão intercalados no xisto. Estes são geralmente anastomosados (mas podem ocorrer maciços a difusos), com bandas centimétricas, marcados por bandejamento mineralógico. Alguns domínios possuem aspecto fluidal, conforme [Figura 12.2.7](#). As rochas com menor grau de alteração hidrotermal são associadas ao bandejamento.

Figura 12.2.7 - Afloramento de xisto intercalado com gnaisse (Ponto 147).

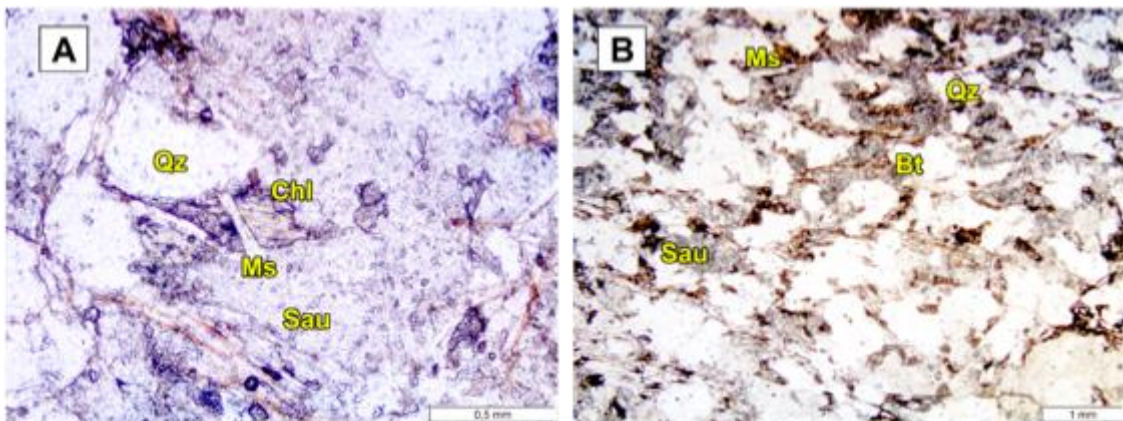


No domínio do Granito Zacarias há deformação associada a granitos sin-tectônicos, gerando aspecto fluidal na rocha em escala macroscópica, porém sem recristalização interna dos grãos.

12.2.4 Lineações

As lineações mais comuns na área mapeada são concordantes com a foliação, associadas a lineamento mineral. Os minerais associados a essas lineações tem comportamento rúptil, em escala microscópica, cortando tardiamente o restante da assembleia (Figura 12.2.8).

Figura 12.2.8 - Granito Zacarias com muscovita hidrotermal (Ponto 67).



Destaque para muscovita hidrotermal, com sentido coerente às anisotropias cortando a assembleia mineral

12.2.5 Zonas de Cisalhamento

As zonas de cisalhamento da área II têm direção geral também associada a foliação regional, de forma geral.

Na região do morro estão associados a foliações protomiloníticas de direção NNE, mesma direção do desfiladeiro associado a porção norte do morro.

As zonas de cisalhamento associam-se a hidrotermalismo e protomilonitos (Figura 12.2.9)

Figura 12.2.9 - Fotomicrografia de Protomilonito (Ponto 76).



Observa-se uma Zona de cisalhamento em sentido NNE bem marcado.

12.3 ELEMENTOS DE TRAMA RÚPTIL

12.3.1 Introdução

Estruturas de regime rúptil-dúctil e rúptil são observadas ao longo de todos os domínios descritos. Estas estruturas consistem em duas famílias principais, uma de *trend* NE-SW e outra NW-SE (**Figura 12.3.1**). A interação entre essas duas famílias resulta em um recorte escalonado das unidades litotectônicas, marcada por um pronunciado gradiente de relevo e um forte controle sobre as serras que circundam a área de estudo. Tais feições são observadas principalmente entre as cidades de Porto Nacional e o povoado da Escola Brasil.

Figura 12.3.1 - Mapa de elementos tectônicos rúpteis regionais do Projeto Monte do Carmo.



12.3.2 Falhas

As falhas são as principais responsáveis pelo controle estrutural da subárea. Esta é definida por duas grandes famílias de falhas normais: SW-NE e SE-NW (**Figura 12.3.2**). Cada família de falhas será melhor detalhada

A família de falha com sentido SW-NE é definida pelo contato da bacia do Parnaíba e o embasamento Proterozóico. A falha é predominantemente distensional, com deslocamento vertical de cerca de 200m. A direção geral da falha é concordante a subconcordante a foliação do embasamento, com exceção da porção norte, onde há uma quebra na continuidade e a foliação está quase ortogonal a esta quebra de continuidade.

Falhas normais em escala de afloramento Em sentido SE-NW (concordante a falha regional) e mergulhando cerca de 60° para NW, foram encontradas nos pontos TF-18-AII-01 e TF-18-AII-41. As falhas se mostram escalonadas com espaçamento decamétrico. O Deslocamento associado a estas falhas é centimétrico e mergulho 60°.

Figura 12.3.2 - Granito sin-tectônico com falha distensional (Ponto 01).



Granito sin-tectônico com falha distensional com direção de mergulho 300/60, concordante a falha do Graben de Porto Nacional.

A Falha de direção NW foi inferida em função dos levantamentos geofísicas: A estrutura seria paralela ao dique 3 (**Figura 12.3.3**) e separa o alto do baixo magnético, conforme mapa acima, esta falha define a geometria Norte do projeto monte do carmo.

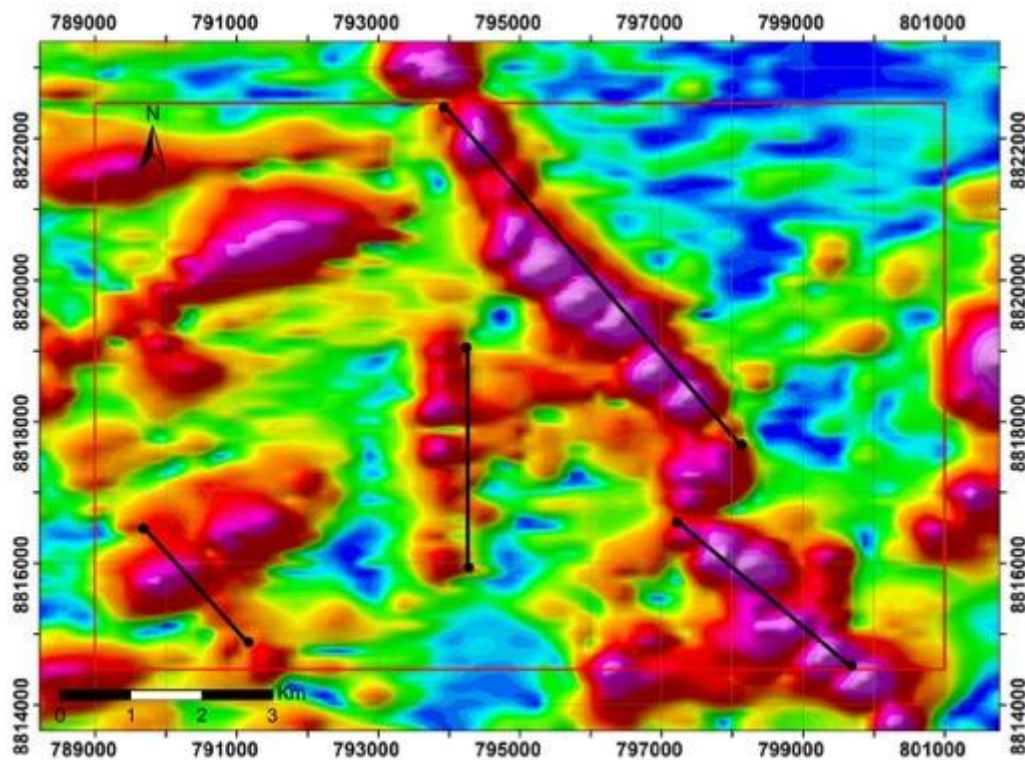
12.3.3 Diques

A subárea II tem 3 diques reconhecidos e mapeados, conforme a **Figura 12.3.3**, que foram numerados de oeste para leste.

O dique 1, dentro dos limites da subárea II é recoberto pela Bacia do Parnaíba, porém dique de *trend* concordante foi encontrado pela equipe da Subárea VII. O dique 2 tem sinal magnético difuso, devido a sua direção (NS) ser a paralela as linhas de voo do levantamento magnético, e como o desnível ao sul do dique é alto suficiente para atenuar o sinal obtido pelo levantamento magnético, é possível que este prolongue-se mais a sul, sendo necessário novo levantamento magnético em direção diferente da NS para confirmá-lo. A existência e sentido do dique foram confirmadas no reconhecimento de campo (detalhamento no capítulo de petrografia). O dique 3 não foi encontrado no mapeamento de campo na subárea II, porém foi

confirmado pela equipe da Subárea VIII. O dique 3 é essencial para a construção estrutural rúptil da porção oriental da área.

Figura 12.3.3 - Mapa AGHT com os diques destacados.



Importante notar como o dique 3 divide um domínio com sinal magnético moderado a alto de outro domínio de sinal magnético baixo. O que, no contexto desta zona de cisalhamento de forte aleitamento de camadas, é indicativo de falha.

12.3.4 Veios

A ocorrência de veios e juntas também é ubíqua a todos os domínios, inclusive o Domínio IV, onde é encontra-se quartzo hidrotermal. Os veios associam-se a direção das falhas regionais, Veios de quartzo concordantes a sub-concordantes com a foliação regional, em especial quando esta se ajusta a S_{n+1} e estão inseridos nas zonas de cisalhamento, associadas a S_n . Os veios são maciços, possuem espessura decimétrica a decamétrica. Os veios auríferos têm direção geral N50E ou N75W.

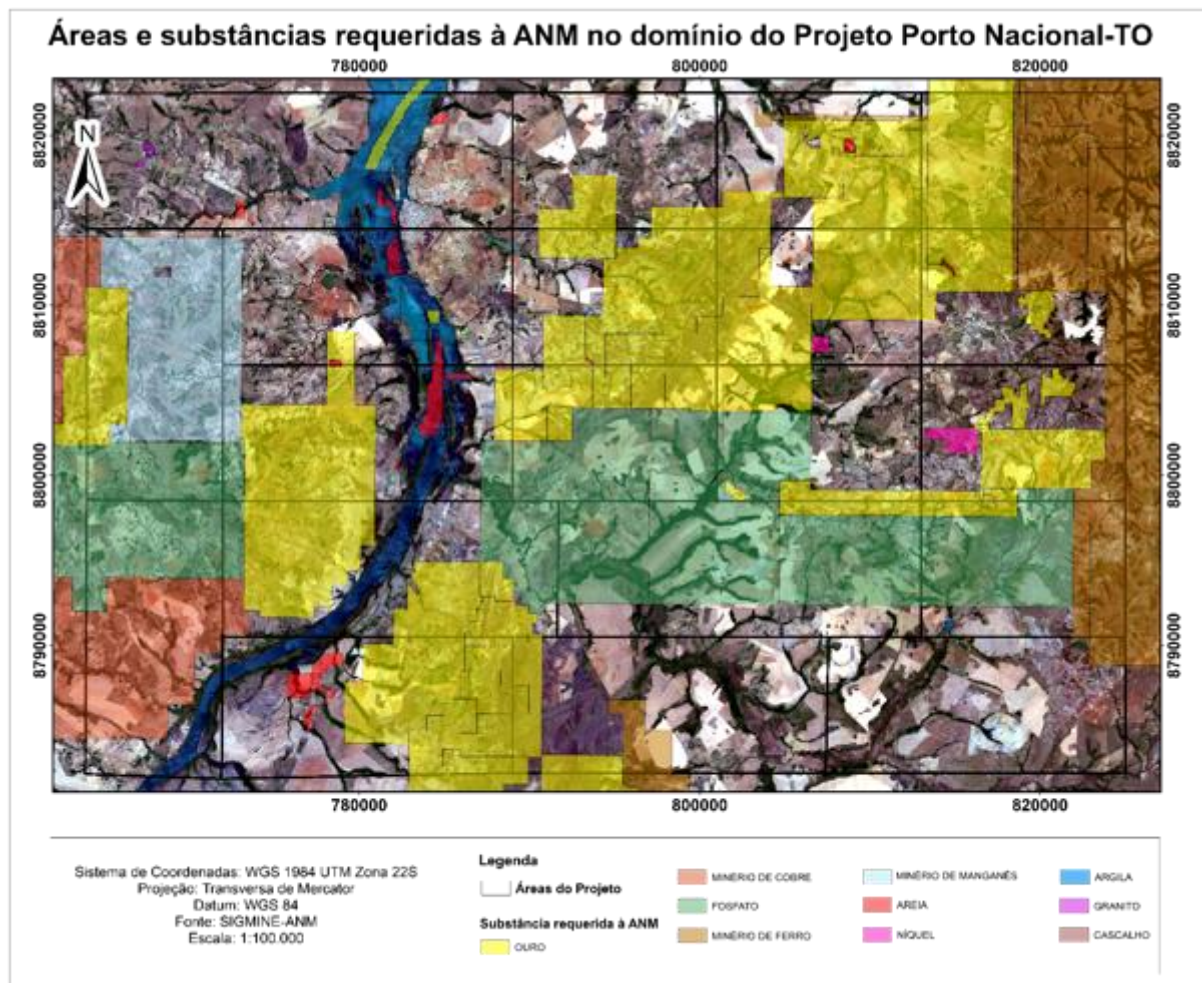
13 GEOLOGIA ECONÔMICA DO PROJETO MONTE DO CARMO

13.1 INTRODUÇÃO

A região de Monte do Carmo e Porto Nacional é historicamente conhecida por suas inúmeras ocorrências de mineralizações de ouro em distintos contextos geológicos, o que faz da região um distrito aurífero. São conhecidas mineralizações em rochas máficas, ultramáficas e graníticas, sempre associadas a fortes controles estruturais. As atividades de exploração de ouro na região remontam ao século XVIII, quando bandeirantes começaram a extração na região, e durante muito tempo a produção de ouro limitou-se a atividades garimpeiras. Devido ao elevado potencial aurífero, programas de exploração mineral para ouro foram iniciados em meados dos anos 70, com campanhas minerais de diferentes mineradoras, como a Rio Novo, Kinross Gold Corporation, Mineração Taboca, Paranapanema Mining, Monte Sinai LTDA. e Cerrado Gold Inc.

A região também apresenta outras ocorrências minerais diversas (13.1.1). Os ambientes e processos metalogenéticos observados e estudados durante o trabalho de mapeamento são variados e apresentam potenciais econômicos distintos, sob a perspectiva de exploração de diferentes recursos. Mesmo sendo uma área com um grande potencial, não há uma exploração expressiva.

Figura 13.1.1 - Mapa de substâncias requeridas à ANM na área do Projeto Porto Nacional.



13.2 OCORRÊNCIA E POTENCIAIS MINERAIS REGIONAIS

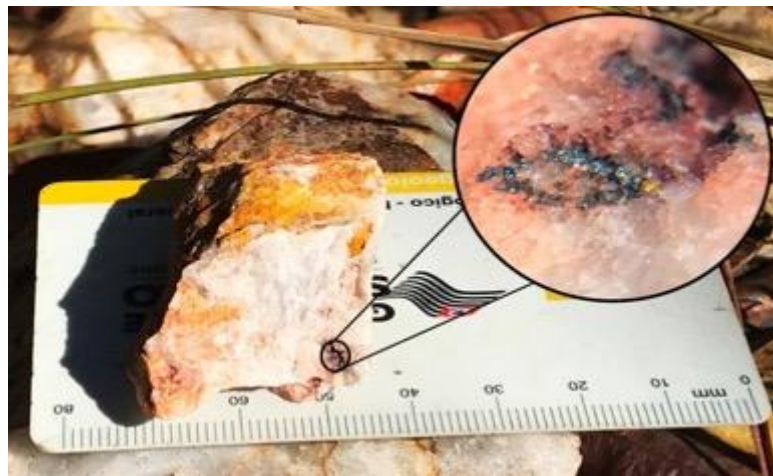
13.2.1 Ouro

Garimpos, cavas e pequenas empresas de mineração evidenciam o potencial econômico na exploração de ouro do distrito de Monte do Carmo. Na literatura são descritas inúmeras ocorrências auríferas hospedadas em veios de quartzo em corpos graníticos, xistos, paragneisses e milonitos. O sienogranito do Carmo possui um depósito em fase de pesquisa mineral, denominado de Depósito Serra Alta, operado pela empresa Cerrado Gold Inc, localizado na subárea IX. A mineralização se caracteriza como do tipo *intrusion related*, formada por dois sistemas de veios e vênulas que se interconectados em dois *trends* principais, NE-SW e NW-SE, desenvolvidos na cúpula do granito e associado a zonas de alteração hidrotermal, com presença de ouro associada a pirita, galena, esfalerita e calcopirita (Maia, 2016).

Outro depósito existente na região estudada é o Depósito Manduca, na subárea XII. A mineralização está relacionada a fraturas e zonas de cisalhamento associado às fases fluidas hidrotermais ricas em sílica, que remobilizaram o minério. As rochas encaixantes dessa mineralização são sericita-xistos e xistos grafitosos, esse último atuando como um bom vetor de prospecção do minério.

Na porção norte da subárea VII, na altura do morro Lajeado, foi estudada a ocorrência de mineralizações auríferas associadas aos veios de quartzo (Henrile Meireles, 1995) e inseridos em zonas de cisalhamento com foliações NE-SW e NW-SE, onde a mineralização se concentra nas bordas das venulações (Figura 13.2.1). A ocorrência se encontra no limite das subáreas II e VII, que está encaixada no Granito Torre e rochas da Sequência Metassedimentar Formação Morro do Aquiles.

Figura 13.2.1 - Ouro livre encontrado em veio de quartzo na subárea II. provindo de alteração hidrotermal, com granulação inferior a 0.5mm.



Ouro livre em veio de quartzo provindo de alteração hidrotermal, com granulação inferior a 0.5mm.

13.2.2 Minério de Ferro

As ocorrências de minério de ferro ocorrem associadas aos arenitos ferruginosos da Bacia do Parnaíba, que possuem estratos maciços de hematita, sendo necessária a análise de teor real do minério para determinar sua potencialidade econômica.

13.2.3 Manganês

As ocorrências de formações manganesíferas se dão de forma pontual, na forma de gonditos ou como minério amorfo, seguindo estruturação regional com atitude N30-N40E. A gênese da ocorrência é interpretada como enriquecimento supergênico de protominério causado por percolação de fluidos, e facilitada pela flutuação do nível freático (CPRM, 2017). A mineralização relacionada aos gonditos estão presentes nas subáreas I, III, V, VI, VIII, X, XI e XV, com gênese está relacionada à sedimentação química de minerais ricos em manganês, em ambiente vulcanogênico.

13.2.4 Grafita

As ocorrências de grafita na região são relatadas nas subáreas V, VI, VIII e XI, em xistos grafitosos e grafita gnaisses, pertencentes a Unidade Paraderivada do Complexo Porto Nacional. O minério tem sua gênese associada ao metamorfismo regional, que chega a fácies granulito, de protólitos sedimentares ricos em matéria orgânica. Na subárea V, afloramentos expressivos foram observados, nas trincheiras do garimpo de ouro, onde a grafita se concentra em camadas, o que o confere um caráter estratiforme. Análises para identificar o grau de cristalinidade da grafita, principal fator que agrega valor a este tipo de minério, devem ser desempenhadas para a garantia de potencial econômico do recurso.

13.3 MINERAIS E ROCHAS INDUSTRIAIS

13.3.1 Feldspatos

O crescimento no consumo de feldspato está dominado pelas indústrias de revestimento cerâmico e de coloríficos. Esse aumento pela demanda de feldspato deve-se ao desenvolvimento do processo de produção de porcelanato que usa, na massa cerâmica, cerca de 60% de feldspato (Luz & Lins, 2008). Assim, fontes de feldspato potássico alternativas têm sido exploradas. No Projeto Monte do Carmo, tem-se abundância de meta-sienogranitos, de granulação média, com grande proporção de feldspato potássico (~40%) nos corpos da Suíte Ipueiras e Suíte Lajeado. Esses metagranitos podem atuar como uma fonte alternativa economicamente viável para esse mineral.

13.3.2 Agregados

Materiais relacionados ao mercado da construção civil são abundantes na área e são utilizados para a produção de asfalto, estradas, calçamento e cimento. Os grandes depósitos aluvionares presentes na área do Projeto Monte do Carmo, os quartzitos da Sequência Metassedimentar Indiferenciada e a extensa cobertura laterítica são insumos propícios para a exploração de areias e agregados. A areia encontrada de forma geral na cobertura aluvionar varia de média a grossa, composta por quartzo e minerais micáceos. Empresas que já fazem a exploração desse recurso, na Área XVIII, usam o método de dragagem para a extração de areia lavada. O quartzito pode ser considerado um potencial viável na extração de areia para fabricação de vidros, refratários e cimento.

O laterito, encontrado comumente em relevos planos, estão dispostos na forma de grandes blocos, que por vezes podem apresentar dimensões métricas. Através da britagem, usa-se esse insumo para agregado de asfalto e, como exemplo típico, para agregados de cimento, como visto na Catedral de Nossa Senhora das Mercês, em Porto Nacional.

13.3.3 Rochas Ornamentais e/ou Revestimento

Ainda é crescente a busca por rochas ornamentais, o que torna viável a exploração de rochas de diversos contextos geológicos. Os destaques para essa utilização são os corpos intrusivos isotrópicos, como o Granito Matança, que ocorre nas subáreas I e V; e os granitos da Suíte Ipueiras, expostos nas subáreas IV, IX, XIII, XIV, XV, XVI, XVIII e XIX. Os metagranitos possuem granulação média a grossa e textura porfirítica gerada pela presença de fenocristais de K-feldspato. As ardósias da Sequência Metaculcanosedimentar indiferenciada também possuem potencial para serem usadas como pedra ornamental. As rochas conglomeráticas da Sequência Sedimentar da Formação Monte do Carmo, localizadas na região nordeste da área XVII, são formadas por clastos polímiticos, mal selecionados com fragmentos líticos de origens distintas, sem alteração e com baixa grau de faturamento, representando um potencial emprego para o litotipo.

14 GEOLOGIA ECONÔMICA DA SUBÁREA II

14.1 INTRODUÇÃO

A área de estudos abrangida pelo Projeto Monte do Carmo foi estudada previamente por companhias mineradoras privadas, instituições públicas de pesquisa e regulação (CPRM e ANP) bem como por grupos de pesquisa acadêmicos de pós-graduação. Ao longo destes estudos, foram encontrados potenciais exploratórios para diversos materiais, como cerâmica, areia, cascalho, diamante, ouro, ferro, cobre e manganês.

14.2 POTENCIAL ECONÔMICO DA SUBÁREA II

Apesar de a área apresentar requerimentos apenas para minério de ouro (**Figura 14.2.1**), no decorrer dos trabalhos de campo e etapas pós-campo, foi possível reconhecer alguns potenciais econômicos para outros materiais dentro da subárea II como areia, brita e pedras ornamentais.

Figura 14.2.1 - Mapa de requerimentos pelo DNPM.



Ambas as áreas destacadas (verde e azul) foram requeridas para autorização de pesquisa em minério de ouro pela Monte Sinai Mineração Ltda. (Fonte SIGMINE-DNPM)

14.2.1 Ouro

Na porção sul do Morro de São João, em um ponto próximo à divisa entre a subárea II e a subárea VII, havia um antigo garimpo de ouro (**Figura 14.2.2 e 14.2.3**), instalado na década de 1990. As atividades do garimpo foram interrompidas após a intervenção de órgãos ambientais (Pinto, 2009).

Figura 14.2.2 - Frente de lavra de garimpo.



Frente de lavra do garimpo instalado no Morro de São João, modificando sua paisagem natural. Pontos 057 e 099.

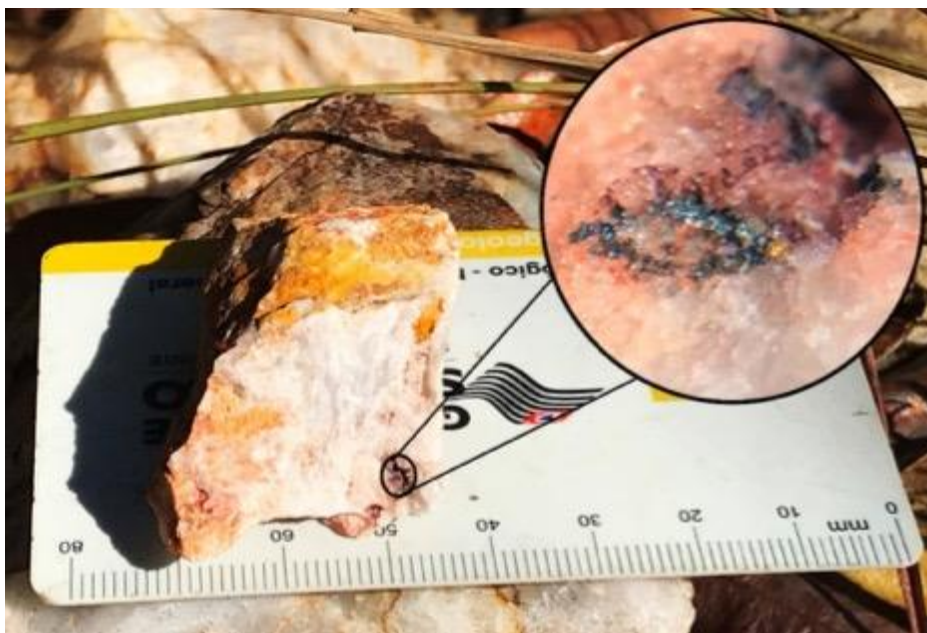
Figura 14.2.3 - Garimpo de ouro.



Escada e estrutura utilizadas durante a exploração do veio de quartzo ao longo da lavra garimpeira.

O garimpo é composto por veios de quartzo concordantes a sub-concordantes com a foliação regional e estão inseridos nas zonas de cisalhamento. São maciços, possuem espessura métrica, extensão linear observável de até 200m e direção geral N30E, com exceção do veio Torre cuja direção é N75W. Estes veios hospedam a mineralização aurífera e agregados de pirita. O ouro ocorre na forma de partículas submilimétricas concentradas em pequenos geodos (Figura 14.2.4) e drusas, ou disseminadas em planos de faturas, próximo às extremidades das amêndoas de quartzo (MEIRELES, 1995).

Figura 14.2.4 - Bloco de quartzito com ouro visível.



Pequeno bloco de veio de quartzo onde na borda de um pequeno geodo se encontra uma partícula submilimétrica de ouro.

14.2.2 Quartzo

Ainda no mesmo ponto onde estava instalado o garimpo de ouro, a rocha hospedeira do ouro, na Formação Morro do Aquiles, há ocorrência de diversos veios de quartzito. Essa rocha possui potencialidade para uso como pedra ornamental devido à sua pureza, que lhe fornece uma cor branco leitosa e a sua estrutura coesa. Devido à sua estrutura cristalina densa e organizada, quando submetido a compressão, a força do cimento entre os grãos propicia uma alta resistência interna a rocha. Os quartzitos apesar de apresentarem fraturas, são segregados em blocos métricos (**Figura 14.2.5**).

Nos dias atuais, rochas quartzíticas vêm sendo mais utilizadas como rochas ornamentais devido ao seu menor custo de extração e beneficiamento, bem como sua grande abundância na natureza. Os grandes veios de quartzito encontrados no Morro de São João podem ser utilizados para produção de produtos finais como ladrilhos e mosaicos para pisos, dentre outros. (Santo et al, 2014)

Figura 14.2.5 - Blocos de quartzito da Formação Morro do Aquiles.



Blocos métricos de quartzito retirados dos grandes veios e espalhados ao longo de uma vasta área do ponto 057.

14.2.3 Areia / Argila

Na região sudoeste da área, no ponto 030, foi encontrado um garimpo de areia/argila (Figura 14.2.6). As unidades arenosas dos grupos Serra Grande e Canindé são favoráveis para a extração da areia de diversas granulações (de argila a areia grossa, e até mesmo seixosa). Essa areia pode ser utilizada em construção civil, na fabricação de vidros. As porções mais finas e melhor selecionadas extraídas dessas unidades podem ser utilizadas na fabricação de tijolos (Figura 14.2.7), bem como para fabricação de cimento.

Figura 14.2.6 - Garimpo de areia fina / argila.



Figura 14.2.7 - Casa com tijolos de barro.



Exemplo de utilização da areia extraída para a produção de tijolos e construção de moradias humildes.

14.2.4 Brita

Brita e cascalho são materiais granulares naturais que, produzidos pela indústria extrativa mineral, caracterizam-se por apresentar dimensões e propriedades físicas, químicas e tecnológicas adequadas para uso como agregado graúdo na indústria da construção. Estes agregados têm a função de conferir resistência, durabilidade e trabalhabilidade aos concretos, em suas várias especificações. São obtidos da exploração de rochas granitóides (granito, gnaisse e outras), de rochas basálticas (basalto e diabásio), de rochas calcárias (calcário e dolomito) e de quartzito e cascalho.

Portanto, tanto os quartzitos e os corpos de graníticos (**Figura 14.2.8**), como os diques de diabásio encontrados na subárea II, podem ser explorados para a confecção de brita.

Figura 14.2.8 - Afloramento de granito (Ponto 001).



14.2.5 Laterito

A subárea II é coberta em sua grande parte por crostas lateríticas. Essas rochas se apresentam como horizontes de laterito tabular em horizontes litoplínticos, nos quais o laterito se encontra litificado por grandes áreas, dificultando sua extração. São encontrados também blocos de rocha em sua forma concrecionária (**Figura 14.2.9**), espalhados em grandes áreas, o que facilita sua extração. No entanto, mais estudos sobre essas rochas são necessários para compreender e qualificar sua viabilidade exploratória.

Figura 14.2.9 - Blocos de crosta laterítica concrecionária.



15 EVOLUÇÃO TECTÔNICA DO PROJETO MONTE DO CARMO

15.1 INTRODUÇÃO

[Aguardando entrega da comissão responsável]

Até 23:20h 19/11/2018 - nada

16 CONSIDERAÇÕES FINAIS PROJETO MONTE DO CARMO

As unidades do embasamento paleoproterozoico na região do Projeto Monte do Carmo são representadas por sequências meta-vulcanosedimentares submetidas a diferentes condições metamórficas. Gorayeb (1996) agrupa os litotipos do embasamento em duas unidades litoestratigráficas: Complexo Porto Nacional e Formação Morro do Aquiles. Já Ribeiro e Alves (2017) agrupam todos os tipos petrográficos antes divididos em uma única unidade, o Complexo Granulítico Porto Nacional. O projeto Monte do Carmo adota a subdivisão proposta pelo primeiro autor.

Com uma grande densidade de dados de campo e análises petrográficas é possível separar estas unidades principalmente no que respeito o seu grau metamórfico. O CGPN apresenta paragêneses e texturas indicativas de fácies granulito com retrometamorfismo em fácies anfibolito a xisto verde, enquanto a Formação Morro do Aquiles apresenta principalmente assembleias indicativas de fácies anfibolito, com retrometamorfismo a xisto verde. É possível que estas sequências metavulcanosedimentares representem fácies diferentes de uma mesma bacia sedimentar paleoproterozóica metamorfizada em níveis crustais distintos. As análises químicas das rochas paraderivadas são evidências fortes desta correlação: A proximidade composicional das rochas do embasamento e classificação geoquímica dos gonditos como hidrotermal evidenciam esta correlação.

A nomenclatura da unidade meta-vulcanosedimentar Morro do Aquiles (MA): Pelo código internacional de estratigrafia (ICS) o termo formação é o único termo formal da litoestratigrafia que é baseado unicamente na litologia (Cap. 5 do ICS). Desta forma, uma formação é constituída por um conjunto de rochas que compartilham os mesmos litotipos. Dentro da unidade Morro do Aquiles são encontrados tipos petrográficos que variam desde xistos, gnaisses orto e paraderivadas, anfibolitos e gonditos. Consequentemente, o termo complexo se aplica melhor a unidade MA tendo em vista a mistura irregular de litologias e complicada relação litoestrutural. Com isso, a unidade foi cartografada na parte leste do Rio Tocantins e possui grau metamórfico que varia de xisto verde até anfibolito médio. O pico de metamorfismo ao qual estas rochas foram submetido é de fácies anfibolito, evidenciado pela presença de grafita nos gonditos.

REFERÊNCIAS

ALMEIDA, F. F. M. 1977. **Províncias Estruturais Brasileiras**. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 8., 1977, Campina Grande. Campina Grande: SBG. P.363-391.

ALMEIDA, F.F.M.; CARNEIRO, C.D.R. 2004. **Inundações marinhas fanerozóicas no Brasil e recursos minerais associados**. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.;

ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. **Brazilian Structural Provinces: An Introduction**. Earth Sci. Rev., n.17, p.1-29, 1981.

ARCANJO, S.H.S. 2002. **Evolução Geológica das seqüências do Embasamento na porção sul do Cinturão Araguaia–Região de Paraíso do Tocantins**. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 181 p.

ARCANJO, S.H.S. & Moura C.A.V. 2000. **Geocronologia das rochas do embasamento do setor meridional do Cinturão Araguaia. Região de Paraíso do Tocantins (TO)**. Revista Brasileira de Geociências, 30(4):665-670.

ARCANJO, S. H. S.; Abreu, F. A. M.; Moura, C. A. V. **Evolução Geológica das Sequências do Embasamento do Cinturão Araguaia na Região de Paraíso do Tocantins (To), Brasil**. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v.43, n.3, p.501-514, 2013.

ALVARENGA C.J.S., MOURA C.A.V., GORAYEB P.S.S., ABREU F.A.M. 2000. **Paraguay and Araguaia Belts**. In: Cordani et al. Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro, SBG. p. 183-194. Dardenne, m. a. The Brasília fold belt.

BARBOSA, O.; RAMOS, J. R. A.; GOMES, F. A., HELMBOLD, R. **Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do Projeto Araguaia**. Rio de Janeiro: DNPM, 1966.

BARRADAS, J. A. S. 1993. **Geocronologia das rochas ígneas e mineralizações auríferas associadas da porção centro-sul do Estado do Tocantins (região de Porto Nacional-Monte do Carmo)**. Dissertação (Mestrado) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 85p.

BEZERRA, Pedro Edson Leal et al. **Associação plutono-vulcânica de Ipueiras**. SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO OESTE, v. 1, p. 363-375, 1981.

BIZZI, L. A. et al. **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil**. Brasília: CPRM, p.227-334. ISBN 8523007903, 2003.

BRAGA L. M. V., DARDENNE, M. A., JUNQUEIRA-BROD, T. C., SABOIA, A. M., PAULINO, F., PEREIRA, G. S. P., OLIVEIRA, A. A. 2008. **Geologia da Região da Pedra Furada, Monte do Carmo, TO**. In: IV Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, IV, Foz do Iguaçu - PR. Anais - CD-ROM.

CHAVES C. L., Gorayeb, P.S.S., Moura, C.A.V., 2007. **Geologia, geocronologia e litoquímica dos granitos paleoproterozóicos do tipo A no setor setentrional da Província Tocantins**. Revista Brasileira de Geociências 38, 366-378

CORDANI U.G., PIMENTEL M.M., ARAÚJO C.E.G, Basei M.A.S, Fuck R.A., Girardi V.A.V. 2013a. **Was there an Ediacaran Clymene Ocean in central Brazil**. American Journal of Sciences, 313:517-539.

CORDEIRO P. F. O., Oliveira C. G. O. 2017. **The Goiás Massif: Implications for a pre-Columbia 2.2-2.0 Ga continent-wide amalgamation cycle in central Brazil**. Precambrian Research, 298: 403-420.

CORREIA C.T., Girardi V.A.V., Tassinari, C.C.G.; Jost H. 1997. **Rb-Sr and Sm-Nd geochronology of the Cana Brava layered mafic-ultramafic intrusion, Brazil, and considerations regarding its tectonic evolution**. Revista Brasileira de Geociências, p. 163-168, 1997.

COSTA, JBS. **Aspectos lito-estruturais e evolução crustal da região centro-norte de Goiás, Belém, 210p**. 1985. Tese de Doutorado. Tese de Doutoramento, CG-UFPA.

COSTA, J. B. S. 1984. **Geologia da Região de Porto Nacional, GO**. Revista Brasileira De Geociências, São Paulo: SBG, V.14, N.1, P.3-11, Il.

COSTA, J.B.S. et al. **Projeto Paraíso do Norte**. Belém: MEC/UFPA/CVRD, p. 125, 1983

COSTA, J. B. S. 1982. **Projeto Porto Nacional: Relatório Final**. UFBA. Belém. p.104.

COSTA J.B.S., LEMOS R.L., MARTINS J.P.A., BELTRÃO L.F., GÓES A.M., HASUI Y. **Geologia da região de Porto Nacional**. Rev. Bras. Geoc., 14:3-11, 1984.

COSTA, L.A.M.; PORTELA, A.C.P.; NILSON, A.A.; VALE, C.R.O.; MARCHETTO, C.L.M.; SANTOS, E.L. dos; Meneghesso, G.; Inda, H.A.V.; Sterna, L.H.; Marchetto, M.; Baptista, M.B.; Fratin, O.; Mossmann, R.; Oliveira, T.F. de; Silva, W.G. da - 1976 - **Projeto Leste do Tocantins-Oeste do São Francisco**. PROSPEC/DNPM, Rel. Final.

CUNHA, B.C., POTIGUAR, L.A.T., IANHEZ, A.C., BEZERRA, P.E.L., PITTHAN, J.M.L., SOUZA Jr., J.J., MONTALVÃO, R.M.G., SOUZA, A.M.S., Hildred, T.R., Tassinari, C.C.C., 1981. **Projeto RADAMBRASIL, Folha SC.22-Tocantins**. Geologia 1, 21-196.

DANTAS, E. L., Araújo Filho, J. O., Oliveira C. G., Chiarini M. F. N., Fuck R. A., de Sordi D. A. 2007. **Geologia da Folha Porangatu SD.22-X-D-I**. Nota Explicativa. Brasília, CPRM/UnB, 98 p., 1 mapa.

DARDENNE, M.A. 1978. **Zonação Tectônica na borda ocidental do Cráton São Francisco**. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. 30. Anais ... Recife, p.299-308, 1978.

DELLA FÁVERA J. C. 1990. **Tempestitos da Bacia do Parnaíba: um ensaio holístico**. Tese de Doutorado, Porto Alegre: Instituto de Geociências – UFRGS.

FIGUEIREDO, A.M. & RAJA-GABAGLIA, G.P. **Sistema classificatório aplicado às bacias sedimentares brasileira**. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, 16(4): 350-369, 1986.

FRASCA, Antônio Augusto Soares (org.) et al. **Geologia e Recursos Minerais da Folha Gurupi: SC.22- Z-D, estado de tocantins**. Goiânia: CPRM, 2010. 180 p. il. color. Escala 1:250.000. Cartografia da amazônia. Levantamentos Geológicos Básicos. Programa de Geologia do Brasil - PGB. Projeto Sudeste do Tocantins. ISBN 9788574990873.

FUCK, R.A. **A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica da Província Tocantins**. In: SBG, Simp. Geol. Centro-Oeste, 4, Atas, p. 184-187, 1994

FUCK, R. A., Dantas, E. L., Pimentel, M. M., Botelho, N. F., Junges, S. L., Hollanda, M. H. B. M., ... & Armstrong, R. (2002). **Crosta continental paleoproterozoica no embasamento da porção norte da Faixa Brasília: novos dados Sm-Nd e U-Pb**. SBG, Congr. Bras. Geol, 41, 308.

GÓES, A.M. de O. & Feijó, F.J. 1994. **Bacia do Parnaíba**. Boletim de Geociências da Petrobrás, 8:57-67.

GORAYEB, P. S. S., CHAVES, C. L., MOURA, C. A. V., & DA SILVA LOBO, L. R. **Neoproterozoic granites of the Lajeado intrusive suite, north-center Brazil: A late Ediacaran remelting of a Paleoproterozoic crust.** Journal of South American Earth Sciences, 45, p. 278-292. 2013.

GORAYEB, P.S.S. **Petrologia e evolução crustal das rochas de alto grau de Porto Nacional-TO.** Tese de Doutorado, Universidade Federal do Pará, p. 262, 1996.

GORAYEB P. S. S., CHAVES, C. L., MOURA, C. A. V., LOBO, L, R, S., 2013. **Neoproterozoic granites of the Lajeado intrusive suite, north-center Brazil: A late Ediacaran remelting of a Paleoproterozoic crust.** Journal of South American Earth Sciences 45, p. 278-292.

GORAYEB, P.S.S., COSTA, J.B.S., LEMOS, R.L., GAMA Jr. T., BEMERGUY, R.L., HASUI, Y., 1988. **O Pré- Cambriano da Região de Natividade, GO.** Rev. Bras. Geoc., 18: 391-397.

GORAYEB P. S. S., MOURA, C. A. V., BARROS, G. R., 2000. **Pb-Pb zircon ages of the Porto Nacional High-Grade Metamorphic Terrain, Northern portion of the Goiás Massif, Central-Brazil.** Revista Brasileira de Geociências, 30, p.215-224.

HARALYI, N.L.E., HASUI, Y. - 1985. **Interpretation of gravity and magnetic data, Central and Eastern Brasil.** In: HINZE, W.J. ed. The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps. Society of Exploration Geophysics, Tulsa, EUA, p. 124-131.

HASUI Y., COSTA J.B.S., GORAYEB P.S.S., LEMOS R.L., GAMA JR. T., BEMERGUY, R.L. **Geologia da região de Paraíso do Norte de Goiás.** In: SBG, Cong. Bras. Geol., 33, RJ, Anais, p. 2220-2230, 1984.

HASUI, Y.; COSTA, J. B. S.; ABREU, F. A. M. **Província Tocantins - Setor setentrional.** In: Almeida, Fernando Flávio Marques de; Hasui, Yociteru (Coord.). O pré-cambriano do Brasil. São Paulo: Edgard Blucher Ltda p.187- 204, 1984.

HASUI, Yociteru et al. **Datações Rb-Sr e K-Ar do Centro Norte do Brasil e seu significado geológicogeotectônico.** In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia. 1980. p. 2.659-2.667..

JOST H., Chemale Jr. F., Fuck R. A., Dussin I. A. 2013. **Uv complex, the oldest orthogneisses of the Archean-Paleoproterozoic terrane of central Brazil**. Journal of South American Earth Sciences, 47, p. 201-212.

KAMINSKY, F. V.; Sablukov, S. M.; Sablukova, L. I.; Zakharchenko, O. D. 2009. **The Fazenda Largo off-craton kimberlites of Piauí State, Brazil**. Journal of South American Earth Sciences, 28: 288-303.

LIMA, H.A.F., FERREIRA FILHO, C.F., PIMENTEL, M.M., DANTAS, E.L., ARAÚJO, S.M., 2008. **Geology, petrology and geochronology of the layered mafic-ultramafic intrusions in the Porto Nacional area, central Brazil**. Journal of South American Earth Science 26, 300e317.

MARINI, O.J., FUCK, R.A., DANNI, J.C., DARDENNE, M.A., LOGUERCIO, S.O., RAMALHO, R. **As faixas de dobramento Brasília, Uruaçu e Paraguai- Araguaia e o Maciço Mediano de Goiás**. In: Schobbenhaus, C., Diógenes, A.C., Derge, G.R., Asmos, M.G. (Coord.) 1984. Geologia do Brasil. Brasília. DNPM. p. 251-303, 1984b.

MARQUES, G.C. 2009. **Geologia dos grupos Araí e Serra da Mesa e seu embasamento no sul do Tocantins**. Brasília, 122p. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências - Universidade de Brasília. MOORE, B. 1963. Geological Reconnaissance of the southwest corner of the Maranhão Basin. Rio de Janeiro, Petrobrás-DEPEX, Relatório n 1854.

MOORE, B. 1963. **Geological Reconnaissance of the southwest corner of the Maranhão Basin. Rio de Janeiro**. Petrobrás-DEPEX, Relatório n 1854.

MOURA, C. A. V.; SOUZA, S. H. P. **Síntese dos dados geocronológicos das rochas do embasamento do Cinturão Araguaia e suas implicações estratigráficas**. In: SBG, Congresso Brasileiro De Geologia, 39., Salvador. Anais... Salvador: SBG, 1996. v.6, p.31-34, 1996.

PIMENTEL, M. M., FUCK, R. A. 1992. **Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil**. Geology, 20:375-379

PIMENTEL, M. M., FUCK, R. A., GIOIA, S. M. C. L. **Novos dados Sm-Nd e o limite leste do Arco Magmático no Sudoeste de Goiás**. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte. Anais SBG, p.39. 1998.

PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; GIOIA, S. M. C. L. **The neoproterozoic Goiás Magmatic Arc, Central Brazil: a review and new Sm–Nd isotopic data.** Revista Brasileira de Geociências, n.30, p.35-39, 2000.

PIMENTEL M.M., HEAMAN L., FUCK R.A., MARINI O.J. 1991. **U-Pb zircon geochronology of Precambrian tin-bearing continental-type acid magmatism in central Brazil.** Precambrian Research, 52:321-335.

PIMENTEL, M. M.; JOST, H.; FUCK, R. A. **O embasamento da Faixa Brasília e o arco Magmático de Goiás.** In: Mantesso-Neto, V. et al. Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques. São Paulo: Beca, p.355-370. 2004.

PINHEIRO, B.L.S.; MOURA, C.A.V.; GORAYEB, P.S.S. 2011. **Proveniência das rochas metassedimentares do Cinturão Araguaia com base em datações Pb-Pb em zircão e idades-modelo Sm-Nd.** Revista Brasileira de Geociências 41, 304-318.

PRAXEDES, Igor Fernandes. **Lineamento transbrasiliano, contribuição aerogeofísica, tectônica e geocronológica no setor nordeste da faixa Brasília.** 2015. xviii, 104 f., il. Dissertação (Mestrado em Geociências) Universidade de Brasília, Brasília, 2015.

RAMOS, J.R. de A. & BARBOSA, R.A. - 1967. **Geologia e petrografia da região de Porto Nacional e Miracema do Norte, Rio Tocantins.** In: SIMP. SOBRE A BIOTA AMAZÔNICA, 1, Belém, 1967. Atas... Belém, CNPq, p. 387-401.

RIBEIRO, P. S. E., ALVES, C. L. **Geologia e recursos minerais da região de Palmas** - Folhas Miracema do Norte SC.22-X-D, Porto Nacional SC.22-Z-B e Santa Teresinha SC.22-Z-A, escala 1:250.000. 484p. Programa Geologia do Brasil (PGB). Goiânia: CPRM, 2017.

SABOIA, A.M. **O vulcanismo em Monte do Carmo e litoestratigrafia do grupo Natividade, estado de Tocantins.** Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 71, 2009.

SACHETT C.R. **Geologia, geoquímica isotópica e aspectos metalogenéticos das rochas ígneas e mineralizações auríferas associadas, Região de Monte do Carmo-TO.** Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará, p. 92, 1996.

SACHETT C. R., LAFON, J. M., KOTSCHOUBEY, B. 1996. **Geocronologia Pb-Pb e Rb-Sr das rochas ígneas e dos veios auríferos da Região de Monte do Carmo (TO): Novos Resultados.** In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Anais, Salvador, p. 264-267.

SCHOBENHAUS Filho, C., 1975. **Carta geológica do Brasil ao milionésimo**. Folha Tocantins (SC.22). DNPM, Brasília, p. 56.

SOARES, J. E. P. **"Estudos de refração sísmica profunda, função do receptor e gravimetria na Província Tocantins, Brasil central."** (2005).

STRIEDER, A.J., Gottardo, E., Cunha, F.S.S., Binotto, R.B., Mesquita, M.J.M. 1994. **O Significado Tectônico dos Lineamentos Transbrasilianos no Processo Colisional Neoproterozóico da Província Estrutural do Tocantins**. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Resumo. Balneário Camboriú, SC, Brasil. v. 1. p. 267-269.

VAZ, P. T. et al. **Bacia do Parnaíba**. Boletim de Geociências da Petrobras, Rio de Janeiro, v.15, n.2, p.253-263, 2007.

ANEXOS

I - FICHAS PETROGRÁFICAS

II - TABELAS DE ANÁLISES GEOQUÍMICAS

III - MAPA DE PONTOS

IV - MAPA GEOLÓGICO

V - TABELA DE PONTOS